


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

I-96

 CPRM	SUREMI SELOTE
ARQUIVO TÉCNICO	
Relatório nº	937
N.º de Volumes:	9 v.: 1-5
OSTENSIVO	

# PROJETO MARTINÓPOLE

## RELATÓRIO FINAL

TEXTO  
VOLUME I

PHL  
013118  
2007

Fernando da Silva Prado ✓  
Jansen Carlos G. de S. Mendonça ✓  
João Bosco Andrade de Moraes ✓  
Marcelo de Freitas Medeiros ✓  
Paulo Roberto S. de Assunção ✓  
Valdomir Alves de Andrade ✓  
Rubem Pires de Medeiros ✓



COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

1979

## PROJETO MARTINÓPOLE

Chefe do Projeto : Fernando da Silva Prado ✓

Equipe Executora : Jansen Carlos G. de S. Mendonça ✓  
(geólogos)

João Bosco Andrade de Moraes ✓

Marcelo de Freitas Medeiros ✓

Paulo Roberto S. de Assunção ✓

Valdomir Alves de Andrade ✓

Técnico mineração : Rubem Pires de Medeiros ✓

Contribuição Especial : Carlos Alberto C. Lins ✓

Morio Hama ✓

Coordenação : Aroldo Alves de Mello ✓

Supervisão : Eugênio Afonso Correia ✓

PROJETO MARTINÓPOLE

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOL. I - GEOLOGIA

Apresentação

Resumo

Abstract

Introdução

Aspectos Fisiográficos

Estratigrafia

Geologia Estrutural

VOL. II - GEOLOGIA

Geocronologia

Geologia Histórica

Geofísica

Geoquímica

Geologia Econômica

Conclusões

Recomendações

Bibliografia

Ilustrações Fotográficas

VOL. III - ANEXOS - PARTE I

Mapas Geológicos 1/ 50.000

Mapa Geológico Integrado 1/100.000

Esboço Metalogenético 1/200.000

Mapa Geológico de Galeria da Jazida de  
Pedra Verde

Mapa de Pontos das Análises Geocronológicas

Mapas Estruturais 1/200.000

Mapa de Zoneamento Mineral (Galeria da Jazida  
de Pedra Verde) 1/500

VOL. IV - ANEXOS - PARTE II

Mapas Geoquímicos

VOL. V - APÊNDICE A

Mapas de Pontos de Afloramentos

VOL. VI - APÊNDICE B

Fichas de Descrição de Afloramentos

Localização das Ocorrências Cadastradas em  
Fotos Aéreas

VOL. VII - APÊNDICE C

Fichas de Descrição de Afloramentos

VOL. VIII - APÊNDICE D

Boletins de Análises Petrográficas

VOL. IX - APÊNDICE E

Boletins de Análises Geoquímicas

Fichas de Cadastro de Ocorrências Minerais

## A P R E S E N T A Ç Ã O

O presente trabalho constitui o Relatório Final do Projeto Martinópole em que, com detalhe compatível com a escala de trabalho, se apresenta a geologia e aspectos gerais correlatos de uma área com superfície aproximada de 5.400 km<sup>2</sup> situada na porção noroeste do Estado do Ceará, limitada pelas seguintes coordenadas geográficas (Fig. 02):  
A - 41°00' e 3°00'; B - 40°15' e 3°00'; C - 40°15' e 3°15';  
D - 40°30' e 3°15'; E - 40°30' e 3°30'; F - 41°00' e 3°30';  
G - 41°00' e 3°35'; H - 41°20' e 3°35'; I - 41°20' e 3°10';  
J - 41°00' e 3°10'.

Contém texto e ilustrações pertinentes, 11 mapas geológicos na escala de 1:50.000, 1 mapa geológico integrado na escala de 1:100.000, 1 mapa estrutural na escala de 1:200.000, 1 esboço metalogenético na escala 1:200.000 e 11 mapas referentes à geoquímica na escala de 1:100.000.

O Projeto enquadra-se na categoria de básico e, além de estudar a sequência litoestratigráfica da área através de mapeamento geológico na escala de 1:50.000, prospecção geoquímica subsidiada por litogeoquímica e verificação de anomalias geofísicas e geoquímicas, fornece uma perspectiva concreta do seu potencial mineral. Foi concebido pelo DNPM, através da Solicitação de Serviço DNPM/CPRM/DGM Nº 017/77, e sua execução esteve a cargo de equipe técnica da Superintendência Regional de Recife-SUREG/RE, sob a condução do DEGEO da CPRM e, fiscalização por parte do 4º Distrito do DNPM/MME.

## S U M Á R I O

1 - RESUMO .....	1
2 - ABSTRACT .....	3
3 - INTRODUÇÃO .....	5
3.1 - Histórico .....	6
3.2 - Objetivos .....	8
3.3 - Localização e acesso .....	9
3.4 - Aspectos sócio-econômicos .....	10
3.5 - Metodologia .....	11
3.6 - Dados físicos de produção .....	14
3.7 - Trabalhos anteriores .....	15
4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	18
4.1 - Clima .....	19
4.2 - Vegetação .....	20
4.3 - Hidrografia .....	22
4.4 - Solos .....	24
4.5 - Geomorfologia .....	26
4.5.1 - Aspectos descritivos .....	26
4.5.2 - Aspectos evolutivos .....	28
5 - ESTRATIGRAFIA .....	32
5.1 - Comentários gerais .....	33
5.2 - Unidades estratigráficas .....	35
5.2.1 - Complexo Migmatítico-gnáissico .....	35
5.2.2 - Grupo Martinópolis .....	44
5.2.2.1 - Formação São Joaquim .....	49
5.2.2.2 - Formação Covão .....	56
5.2.2.3 - Formação Santa Terezinha ..	59
5.2.3 - Grupo São José .....	63
5.2.4 - Diques ácidos .....	76

5.2.5	- Grupo Jaibaras .....	78
5.2.5.1	- Formação Massapê .....	79
5.2.5.2	- Formação Pacujá .....	82
5.2.5.3	- Formação Parapuí .....	86
5.2.5.4	- Formação Aprazível .....	89
5.2.6	- Sienito de Tucunduba .....	92
5.2.7	- Formação Serra Grande .....	93
5.2.8	- Diques básicos .....	99
5.2.9	- Formação Camocim .....	101
5.2.10	- Grupo Barreiras Indiviso .....	106
5.2.11	- Coberturas Intramontanas .....	112
5.2.12	- Aluviões .....	114
5.3	- Grau metamórfico .....	116
6	- GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	120
6.1	- Comentários gerais .....	121
6.2	- Modelo e evolução .....	123
6.3	- Estruturas locais e microestruturas .....	127
6.3.1	- Dobras e dobramentos .....	129
6.3.1.1	- Sinclinal de Timbaúba ....	131
6.3.1.2	- Sinclinal de Covão .....	133
6.3.1.3	- Sinclinal de Ubari .....	134
6.3.1.4	- Anticlinal de General Tibúrcio .....	136
6.3.1.5	- Antiforme de Dom Simão ...	137
6.3.2	- Falhas .....	138
6.3.2.1	- Falha de Itacolomy .....	139
6.3.2.2	- Falha de Covão .....	142
6.3.2.3	- Falha de Ibuguaçu .....	143
6.3.2.4	- Falha de General Tibúrcio/ Santa Terezinha .....	144

6.3.2.5	- Falha dos Araçás .....	145
6.3.2.6	- Falha de Campanário .....	146
6.3.2.7	- Falha de Uruoca-Tucunduba.	146
6.3.2.8	- Falha de Xixás .....	147
6.3.2.9	- Falha de Paulista .....	148
6.3.2.10	- Falha de Martinópolis .....	149
6.3.2.11	- Falha de Jaguarapi .....	150
6.3.3	- Falhamentos menores .....	152
6.3.4	- Parâmetros micro-estruturais .....	153
6.3.4.1	- Elementos representativos das estruturas dobradas..	154
6.3.4.2	- Fraturas .....	156
6.3.5	- Considerações sobre Regmagênese .....	156
7	- GEOCROLOGIA .....	161
7.1	- Introdução .....	162
7.2	- Dados radiométricos da área e vizinhanças ...	162
7.2.1	- Dados conhecidos .....	163
7.2.2	- Dados do Projeto Martinópolis .....	163
7.2.3	- Dados inéditos .....	163
7.3	- Localização das amostras datadas .....	163
7.4	- Diagramas isocrônicos Rb/Sr .....	163
7.5	- Comentários sobre os dados analíticos .....	163
7.5.1	- Complexo Migmatítico-gnáissico .....	164
7.5.2	- Grupos Martinópolis e São José .....	165
7.5.3	- Rochas Intrusivas .....	167
7.5.3.1	- Granitos .....	167
7.5.3.2	- Sienito de Tucunduba e diques básicos .....	168
7.5.4	- Grupo Jaibaras .....	169



7.6 - Evolução geotectônica a partir dos dados geocronológicos .....	170
8 - GEOLOGIA HISTÓRICA .....	174
9 - GEOFÍSICA .....	179
9.1 - Comentários gerais .....	180
9.2 - Descrição das anomalias verificadas .....	181
10 - GEOQUÍMICA .....	186
10.1 - Introdução .....	187
10.2 - Metodologia .....	188
10.2.1 - Técnica de amostragem .....	188
10.2.2 - Preparação das amostras e técnica analítica .....	189
10.2.3 - Interpretação dos dados .....	191
10.3 - Apresentação e interpretação dos resultados de sedimento de corrente .....	192
10.3.1 - Generalidades .....	192
10.3.2 - Cálculo dos estimadores .....	193
10.3.3 - Associações paragenéticas .....	195
10.3.4 - Mapas geoquímicos .....	195
10.4 - Apresentação e interpretação dos resultados de concentrado de batéia .....	209
10.4.1 - Generalidades .....	209
10.4.2 - Mapa de concentração de minerais pesados em batéia .....	210
10.4.3 - Mapa do ouro .....	215
10.5 - Descrição das zonas anômalas .....	218
11 - GEOLOGIA ECONÔMICA .....	227
11.1 - Comentários gerais .....	228
11.2 - Principais jazidas e ocorrências .....	230

11.2.1 - Argila .....	231
11.2.2 - Calcário cristalino .....	231
11.2.3 - Cobre .....	237
11.2.4 - Cristal de rocha .....	237
11.2.5 - Diatomito .....	249
11.2.6 - Ferro .....	250
11.2.7 - Grafita .....	256
11.2.8 - Manganês .....	257
11.2.9 - Sulfetos (Cu, Pb e Zn) .....	266
11.3 - Esboço metalogenético .....	272
11.4 - Áreas prospectivas .....	277
12 - CONCLUSÕES .....	279
13 - RECOMENDAÇÕES .....	286
14 - BIBLIOGRAFIA .....	290
15 - ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS	



CPRM

R E S U M O

## 1 - RESUMO

O Projeto Martinópolis, concebido nos termos do Convênio DNPM/CPRM, compreende uma área de, aproximadamente, 5.400 km<sup>2</sup>. Apresenta um histórico geológico que, iniciando-se no Pré-Cambriano se estende até aos tempos atuais.

Os terrenos pré-cambrianos constituem a maior parte da área mapeada, estando representados por rochas metamórficas desde metapelitos até termos extremos ectiníticos. Acham-se agrupados em três unidades litoestratigráficas, que são: Complexo Migmatítico-gnáissico, com predomínio de migmatitos e gnaisses metamorfizados na facies anfibolito de média pressão, Grupo Martinópolis, constituído por uma sequência com quartzitos na base, seguidos de xistos, filitos, calcários cristalinos e, Grupo São José, constituído por calcários, metacherts e metapelitos associados com vulcânicas intermediárias, em parte metamorfizadas.

O Paleozóico está representado pela sequência móssica do Grupo Jaibaras associada a rochas vulcânicas (Formação Parapuí), delimitada por estruturas do tipo graben, pelo Sienito de Tucunduba e pela Formação Serra Grande constituída por sedimentos areníticos-conglomeráticos.

O Cenozóico engloba sedimentos da Formação Camocim, Grupo Barreiras, Coberturas Intramontanas e as aluviões.

Estruturalmente a área caracteriza-se pela presença de grandes falhamentos transcorrentes, de gravidade e de empurrão, além de dobramentos.

Os recursos minerais cadastrados na área são: argila, calcário cristalino, cobre, cristal de rocha, diatomito, ferro, grafita, manganês e sulfetos (Cu, Pb e Zn).



A B S T R A C T



## 2 - ABSTRACT

The investigated area of the Martinopole Project is located in the northwest part of the Ceará State, northeast region, Brazil. It covers an area of nearly 5,400 km<sup>2</sup> and is formed essentially by rocks of Precambrian age.

The Precambrian is formed by metamorphic rocks that belong to the following stratigraphic units: Migmatite-gneiss Complex, with predominance of migmatites and gneisses, of the medium-pressure amphibolite facies; the Martinopole Group, is constituted by quartzites, schists and phyllites, and the São José Group that embraces a metasedimentary volcanic sequence which bearing a Pb-Zn-Cu mineralization, and exhibits a very low metamorphic grade.

The Paleozoic is represented by molasse sequence of the Jaibaras Group associated with volcanic rocks (Parapui Formation) limited by structures of graben type, Tucunduba Syenite and Serra Grande Formation constituted by conglomerates and sandstones.

The Cenozoic includes Camocim Formation, Barreiras Group, Intermontane covers and the alluviums.

Structurally the area presents an important system of transcurrent, gravity, and thrust faults, and foldings.

The principal mineral resources found in the area are: clays, crystalline limestone, copper, rock crystal, diatomite, iron, graphite, manganese and sulphides (Cu, Pb and Zn).

I N T R O D U Ç Ã O

### 3 - INTRODUÇÃO

#### 3.1 - Histórico

O Projeto Martinópolis foi concebido pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, através da solicitação de serviço DNPM/CPRM 017/77. Seu início formal foi confirmado para 01.07.77 segundo Tlx nº 209/SUREMI/77. A sua execução esteve a cargo de equipe técnica da Superintendência Regional de Recife - SUREG/RE, sob a condução do Departamento de Geologia - DEGEO da CPRM e fiscalização por parte do 4º Distrito do DNPM - MME.

A fase operacional do projeto teve início com a fotointerpretação preliminar, cujos resultados foram apresentados com a confecção do mapa fotogeológico da área do Projeto, à escala 1:100.000, com nota explicativa na margem, concluído em outubro de 1977. Esta fase contou com a participação dos geólogos Antonio de Pádua Gelenske Braga (Chefe do Projeto), César Augusto Bittencourt Passos, Ebenézer Moreno de Souza, Marcelo de Freitas Medeiros, Valdomir Alves de Andrade e João Bosco Andrade de Moraes.

Os trabalhos de campo, compreendendo prospecção geoquímica e aluvionar, foram iniciados em outubro de 1977 e concluídos em fevereiro de 1978. Os serviços de mapeamento geológico foram realizados em três etapas de períodos intermitentes.

A primeira etapa de campo foi desenvolvida no período de novembro de 1977 a fevereiro de 1978. A segunda etapa, no período de junho a agosto de 1978. Nesta, passaram a integrar a equipe do Projeto os geólogos Jansen Car



los Getúlio de Souza Mendonça, Paulo Roberto Siqueira de Assunção e Fernando da Silva Prado, atual Chefe do Projeto, cargo assumido em abril de 1978, além do técnico de mineração Rubem Pires de Medeiros. Os geólogos acima citados substituíram, respectivamente, os geólogos César Augusto Bittencourt Passos, Ebenézer Moreno de Souza e Antonio de Pádua Gelenske Braga. A terceira etapa de campo, programada para o mês de novembro de 1978, foi desenvolvida durante parte dos meses de novembro e dezembro de 1978.

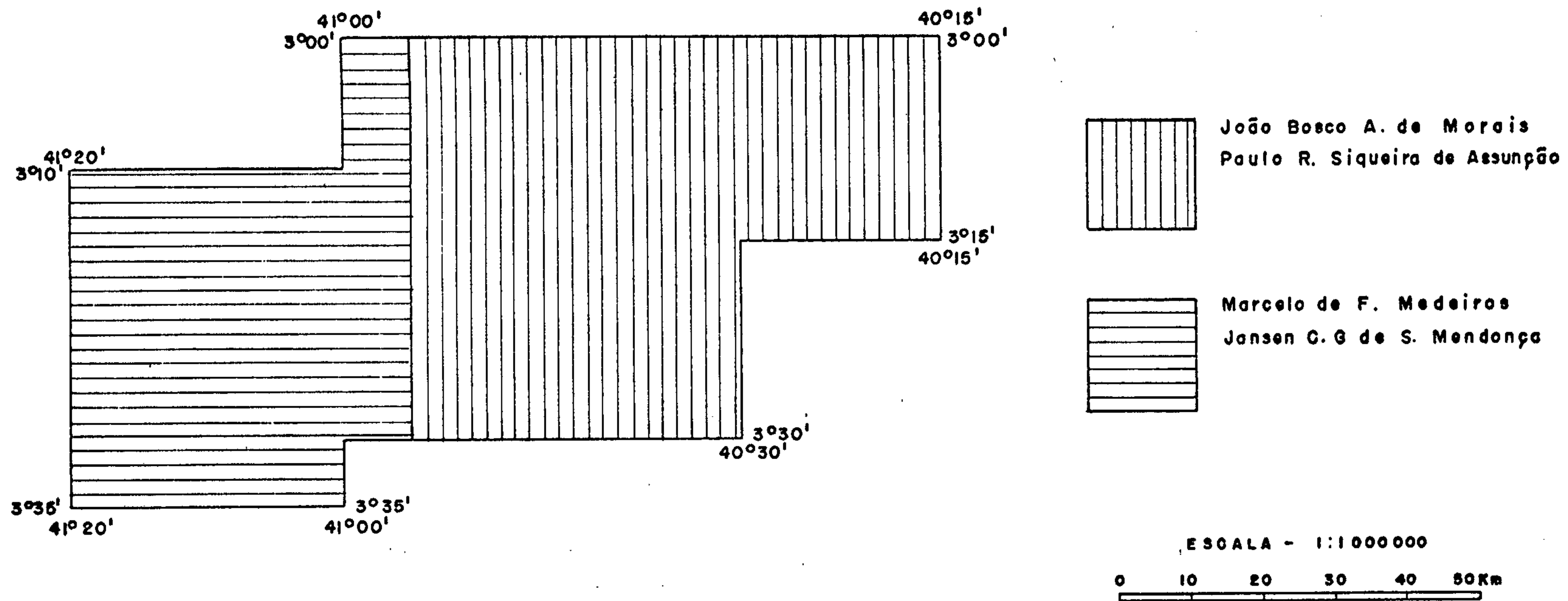
Os serviços de prospecção geoquímica e aluvionar foram iniciados pelos geólogos Valdomir Alves de Andrade e César Augusto Bittencourt Passos.

A verificação de anomalias geofísicas e geoquímicas foi realizada pelos geólogos Fernando da Silva Prado, Valdomir Alves de Andrade e Paulo Roberto Siqueira de Assunção.

Nas fases de trabalhos de campo ainda participaram, eventualmente, os geólogos Eugénio Afonso Correia (Supervisor do Projeto/DEGEO), Aroldo Alves de Mello (DIVGEO/SUREG-RE), Paulo Jaime de Sousa Alheiros (DNPM-4º Distrito) e Morio Hama.

Vale salientar que em cada etapa de campo, foram feitas pequenas paralizações com a finalidade de enviarmos tras ao laboratório e dar continuidade ao estudo e análise de informações geológicas obtidas e que, para o desenvolvimento das atividades de campo foram constituídas duas equipes principais de mapeamento geológico (Fig. 01) e uma para estudo das ocorrências minerais e verificação das anomalias geofísicas e geoquímicas da área do Projeto.

PROJETO MARTINÓPOLE  
 MAPA DAS ÁREAS DE ATUAÇÃO DAS EQUIPES



A elaboração do Relatório Final foi iniciada em 1º de outubro de 1977. A montagem dos mapas geológicos, interpretação dos dados relativos à geologia regional e geologia econômica foram tarefas dos geólogos Jansen Carlos Getúlio de Souza Mendonça, João Bosco Andrade de Moraes, Paulo Roberto Siqueira de Assunção, Marcelo de Freitas Medeiros e Fernando da Silva Prado, com participação especial do geólogo Aroldo Alves de Mello. A interpretação dos dados e redação do capítulo dedicado à geoquímica coube aos geólogos Valdomir Alves de Andrade e Carlos Alberto Cavalcante Lins. O capítulo dedicado à geocronologia foi redigido pelo geólogo Morio Hama. Vale ressaltar a participação do técnico de mineração Rubem Pires de Medeiros, o qual prestou inestimável ajuda em correções gerais, pinturas de mapas, cálculos de coordenadas e atualizações de fichas de afloramentos.

Durante a elaboração do relatório final, a maior parte da minuta foi compatibilizada pelo Supervisor do Projeto, em Fortaleza. Finalmente, após o seu encaminhamento ao DEGEO, esta foi definitivamente compatibilizada pelo geólogo Hélio Canejo da Silva Cunha.

Os serviços de laboratório foram realizados pelo Laboratório de Análises Minerais - LAMIN da CPRM e Seção de Petrografia do SECLAB da SUREG-RE.

### 3.2 - Objetivos

Os resultados alcançados durante a execução do Projeto estão, de uma forma geral, de acordo com os objetivos propostos:

- a) mapeamento geológico regional na densidade de informação da escala 1:50.000, posicionando-se

adequadamente os elementos de ordem litoestratigráfica e procurando individualizar as suas feições litológicas e estruturais;

- b) cadastramento, caracterização da tipologia e perspectiva concreta do potencial mineral;
- c) prospecção geoquímica e aluvionar (sedimento de corrente e concentrado de batéia), subsidiada por litogeoquímica;
- d) verificação de anomalias geofísicas e geoquímicas.

### 3.3 - Localização e acesso

A área do Projeto Martinópolis está incluída na porção noroeste do Estado do Ceará (Fig. 02 e 03). Corresponde a onze folhas de 15' x 15', que são: SA.24-Y-C-II-1 (São Domingos), SA.24-Y-C-II-2 (Timonha), SA.24-Y-C-II-3 (Ibuguaçu), SA.24-Y-C-II-4 (Ibuaçu), SA.24-Y-C-V-1 (Padre Vieira), SA.24-Y-C-V-2 (Lambedouro), SA.24-Y-C-III-1 (Paracuá), SA.24-Y-C-III-2 (Martinópolis), SA.24-Y-C-III-3 (Santa Teresinha), SA.24-Y-C-III-4 (Uruoca) e SA.24-Y-D-I-1 (Panacuí). É limitada pelas seguintes coordenadas geográficas (vértices da área):

A - 41°00'	3°00'
B - 40°15'	3°00'
C - 40°15'	3°15'
D - 40°30'	3°15'
E - 40°30'	3°30'
F - 41°00'	3°30'
G - 41°00'	3°35'
H - 41°20'	3°35'

I - 41°20'	3°10'
J - 41°00'	3°10'

O acesso à área é feito através de rodovias, podendo ser atingida também por aeronaves de pequeno porte. O ramal ferroviário Sobral-Camocim, que corta a área no sentido noroeste-sudeste, foi desativado no final de 1977. Uma das vias rodoviárias importantes é a ER-222, toda asfaltada que, partindo de Fortaleza passa por Sobral atingindo, no distrito de Aprazível a CE-071, também, totalmente asfaltada e de vital importância para a área do Projeto. Além destas, temos a CE-165(Sobral-Granja) e a CE-175 com grande parte dos seus trajetos não asfaltados. Uma densa rede de estradas carroçáveis municipais, na sua grande maioria em precário estado de conservação assegura, durante os períodos secos do ano, o acesso aos locais mais longínquos da área de trabalho.

A cidade de Granja possui um aeródromo (campo de pouso) para aeronaves de pequeno porte.

### 3.4 - Aspectos sócio-econômicos

A área possui uma baixa densidade demográfica, destacando-se apenas as cidades de Granja, Viçosa do Ceará, Uruoca, Moraújo e Martinópolis, sendo as duas primeiras as mais importantes da região. A população, na sua grande maioria, dedica-se à agricultura rudimentar e à pecuária. A atividade agrícola consiste no cultivo do feijão, milho, algodão, mandioca e, em menor escala, de frutas e cana-de-açúcar. Na pecuária destaca-se a criação de bovinos, suínos, caprinos e ovinos. De suma importância é a produção da cêra de carnaú

ba e da castanha do cajú, além da farinha de mandioca, de peles, de couros, de queijos, de banha de porco e do artesanato em palha de carnaubeira.

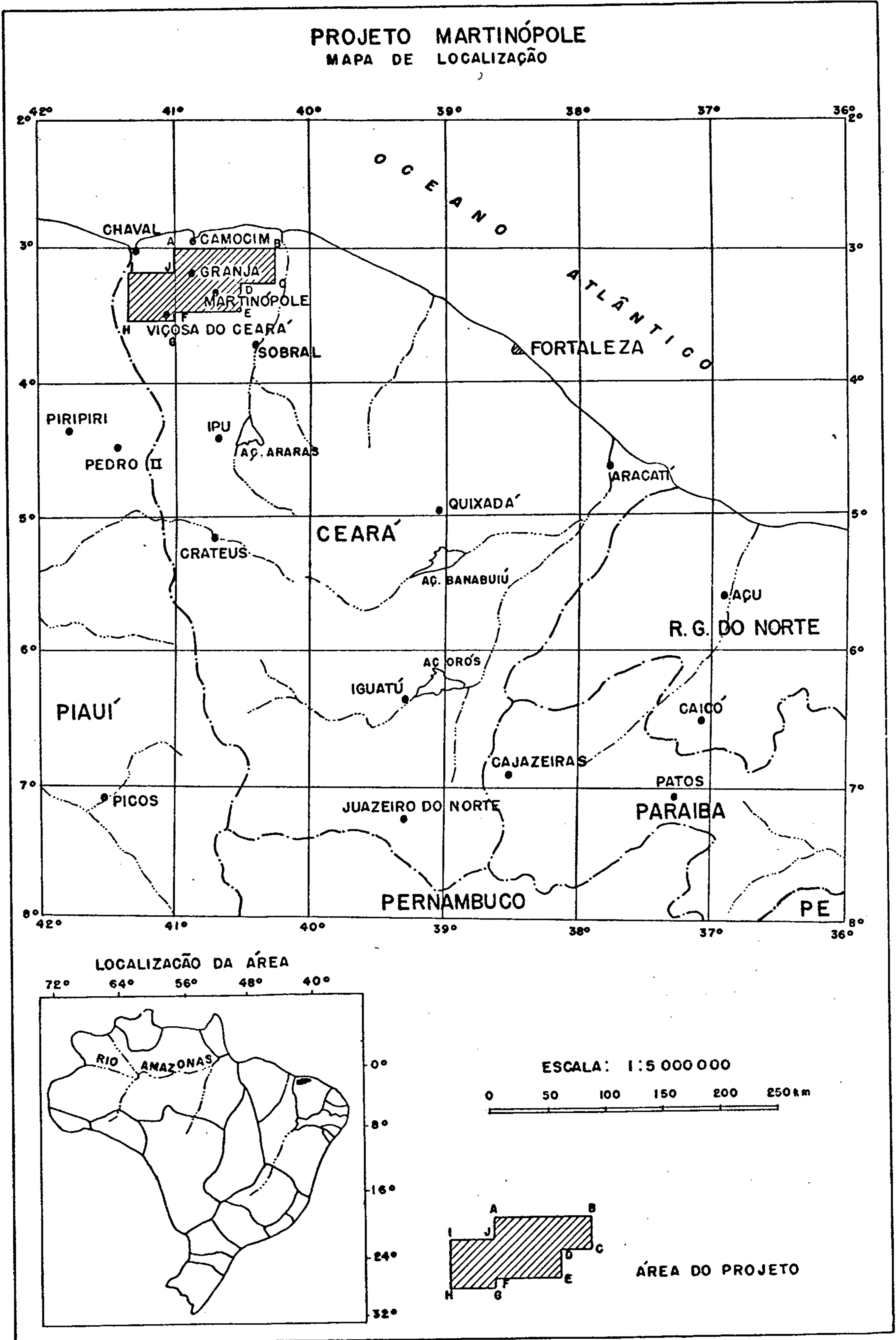
O setor mineral é pouco desenvolvido tendo sido usados apenas os calcários cristalinos para fabrico da cal e a argila e o diatomito para cerâmica. Em menor escala foi explorado cristal de rocha do município de Granja.

Todas as cidades dispõem de energia elétrica e de serviços postais e telegráficos da E.B.C. T.. Apenas as cidades de Viçosa do Ceará, Granja e Uruoca possuem serviço telefônico interurbano de micro-ondas da TELECEARÁ.

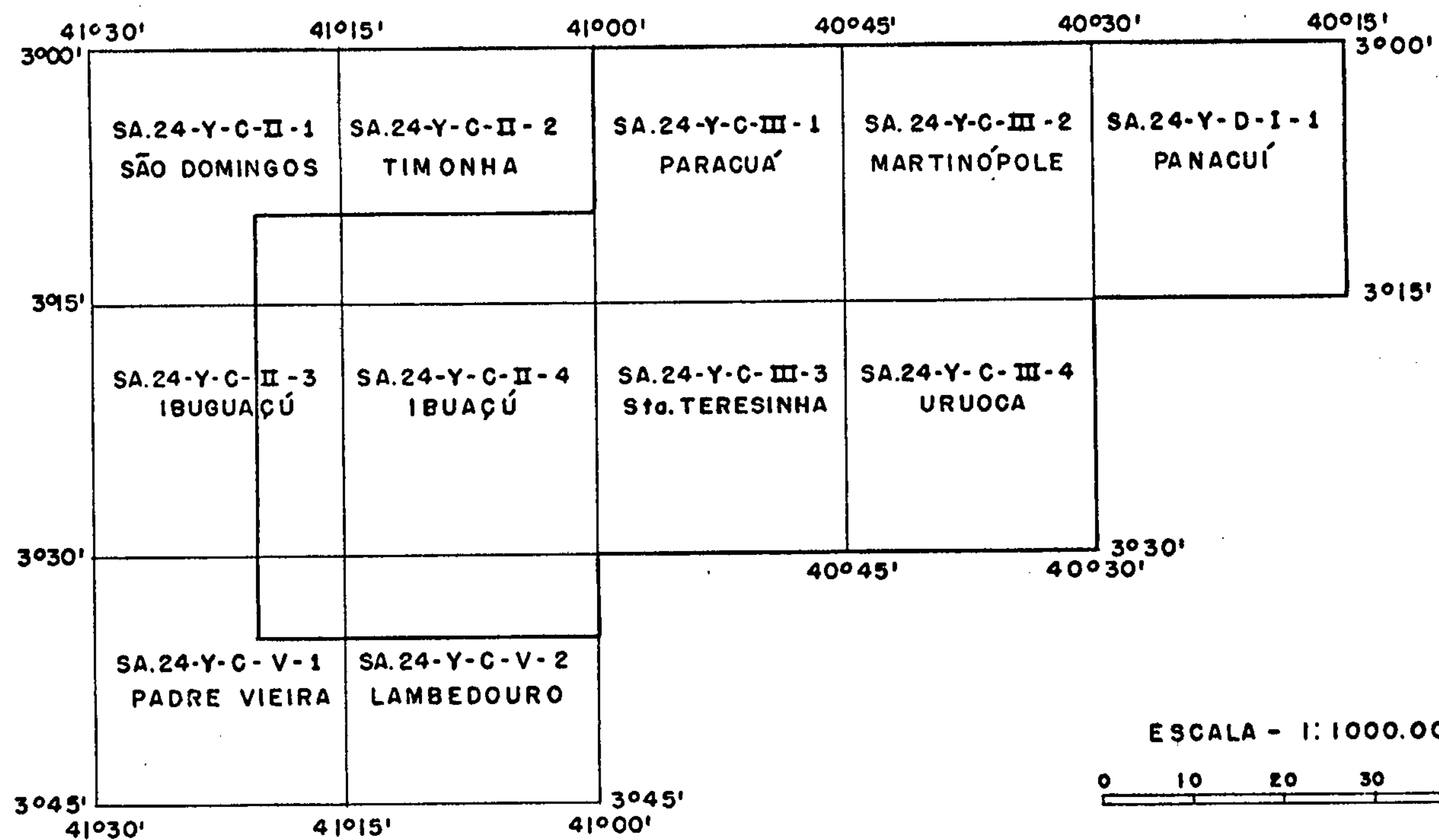
### 3.5 - Metodologia de trabalho

A metodologia de trabalho utilizada na execução do Projeto Martinópole, obedeceu às normas e instruções técnicas contidas no Manual de Geologia da CPRM, como também à programação e estimativa orçamentária estabelecidas. A área do Projeto possui recobrimento aerofotogramétrico completo às escalas 1:25.000 e 1:70.000 do SACS, recobrimento planimétrico incompleto à escala 1:100.000 ( Este do meridiano  $41^{\circ}00'$  ), estando a porção a oeste do mesmo meridiano em fase de execução através da Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército (Fig. 04).

Inicialmente foi realizada a fase de fotointerpretação geológica, utilizando-se fotografias aéreas verticais na escala 1:25.000, obtidas pelos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A. - SACS, além de foto-mosaicos semicontrolados na escala aproximada de 1:50.000, foto-mosaicos de imagens de radar LANDSAT na escala de 1:250.000 e



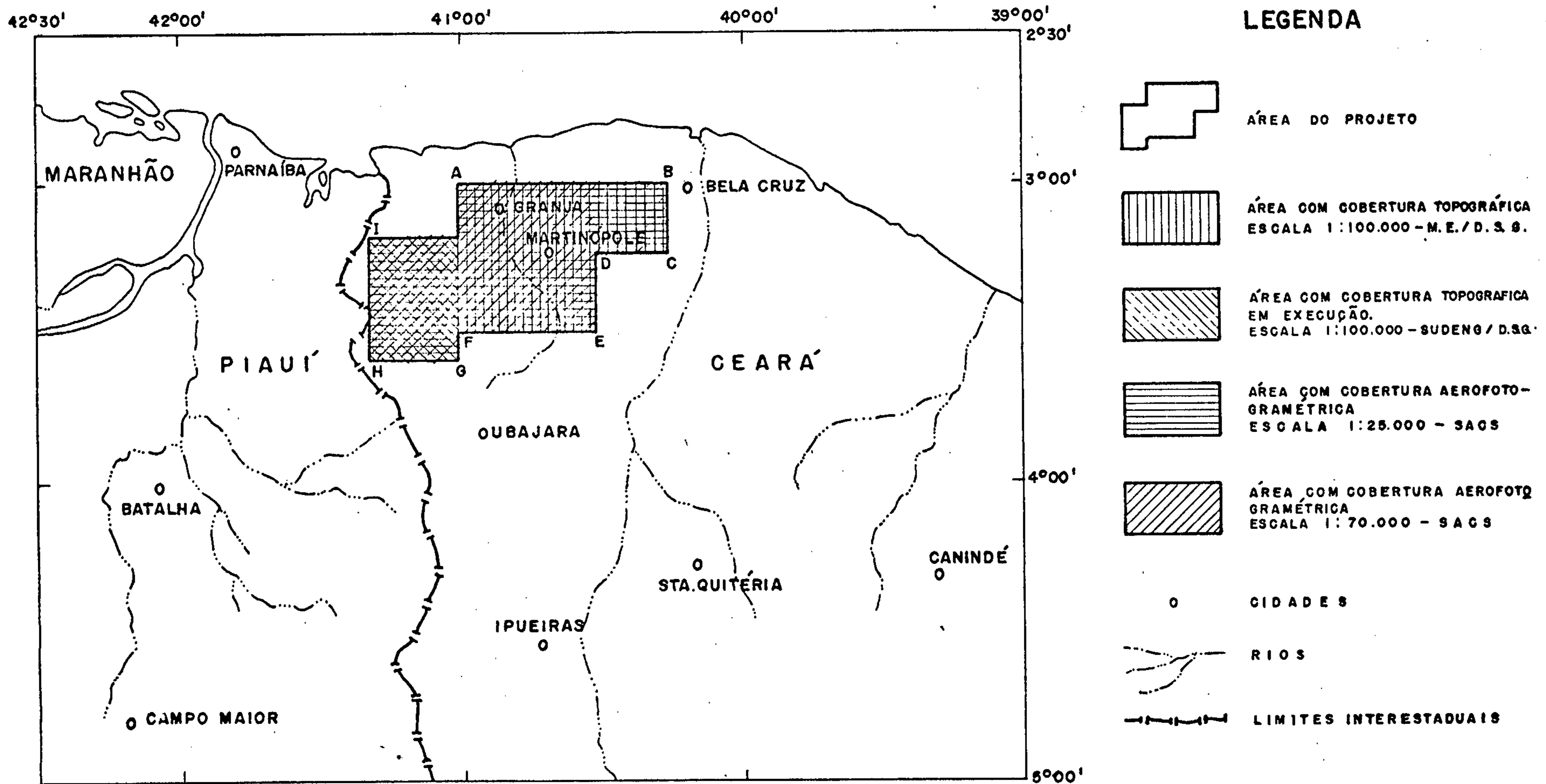
PROJETO MARTINÓPOLE  
 NOMENCLATURA DAS FOLHAS 1:50.000



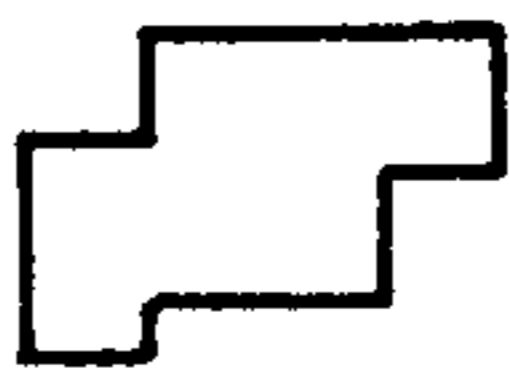

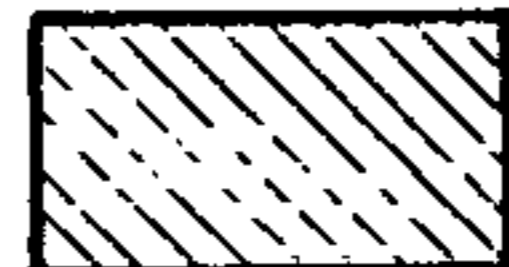
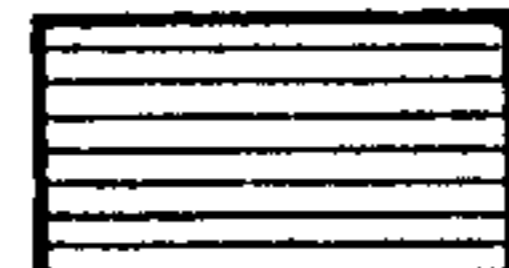






# PROJETO MARTINÓPOLE

## MAPA DAS COBERTURAS CARTOGRÁFICAS E AEROFOTOGRAFICAS



### LEGENDA

-  ÁREA DO PROJETO
-  ÁREA COM COBERTURA TOPOGRÁFICA  
ESCALA 1:100.000 - M.E./D.S.B.
-  ÁREA COM COBERTURA TOPOGRÁFICA  
EM EXECUÇÃO.  
ESCALA 1:100.000 - SUDENB/D.S.G.
-  ÁREA COM COBERTURA AEROFOTO-  
GRAMÉTRICA  
ESCALA 1:25.000 - SACS
-  ÁREA COM COBERTURA AEROFOTO-  
GRAMÉTRICA  
ESCALA 1:70.000 - SACS
-  C I D A D E S
-  R I O S
-  L I M I T E S I N T E R E S T A D U A I S

CPRM - PROJETO MARTINÓPOLE - RELATÓRIO FINAL - FERNANDO DA SILVA PRADO  
1979  
FIGURA 04



foto-índices na escala, aproximada, de 1:100.000.

Nesta fase foram utilizados estereoscópio de espelho "WILD" e estereoscópios de bolso "DFV". A base planimétrica do mapa fotogeológico, na escala de 1:100.000, da porção a este do meridiano de  $41^{\circ}00'$ , foi obtida a partir das cartas topográficas na escala de 1:100.000, editadas pela Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério de Exército-DSG/ME, em 1972. A oeste do mesmo meridiano esta planimetria foi realizada com o auxílio de aerosketchmaster "ZEISS", utilizando-se fotografias aéreas na escala de 1:70.000 do SACS, obtidas em 1974/75/76. Esta planimetria foi ampliada à escala de 1:50.000, com apoio lateral a partir das cartas topográficas SA.24-Y--C-III (Granja) e SA.24-Y-C-VI (Frecheirinha) na escala 1:100.000, editadas pela DSG/ME em 1972. Posteriormente reduziu-se a mesma para a escala de 1:100.000 compatível com o mapa fotogeológico. Os elementos foto-interpretados foram plotados sobre a base planimétrica, com o auxílio do aerosketchmaster resultando, no final desta fase, a apresentação do Mapa Fotogeológico da Faixa Metamórfica de Martinópolis, na escala de 1:100.000, com nota explicativa na margem.

Após concluída a fotointerpretação, seguiram-se os trabalhos de campo, com períodos intercalados destinados a estudos de laboratório e interpretação e consolidação dos dados obtidos.

Os serviços de mapeamento geológico foram realizados em 3 etapas intermitentes (novembro/77-fevereiro/78, junho-agosto/78 e novembro-dezembro/78), quando foram investigados e analisados os principais problemas da área. Para isto executaram-se perfís ao longo de estradas, caminhos e re

de de drenagem, cadastramento de ocorrências minerais, coleta de amostras de rochas para análises e abertura de poços e trincheiras.

Aproximadamente ao mesmo tempo (outubro/77-fevereiro/78), cumpriu-se o programa de prospecção geoquímica regional por sedimento de corrente e de prospecção aluvionar regional por concentrado de batéia.

Nas fases de intervalo entre as diversas etapas de campo foram desenvolvidos serviços de revisão da fotogeologia, envio de amostras para análises, preenchimento de fichas de afloramentos e de ocorrências minerais, elaboração dos mapas geológicos e de pontos, confecção de figuras ilustrativas, croquis, tabelas e gráficos, além de minutas referentes ao Relatório Final. De notar que as bases para os mapas geológicos finais foram obtidas por ampliação para a escala de 1:50.000 das mesmas bases usadas na fotogeologia, com alguns aprimoramentos posteriores, principalmente no que se refere a toponímias e que, nos mapas geológicos o Complexo migmatítico-gnáissico e algumas litologias associadas ao mesmo, foram compiladas dos dados obtidos através do mapeamento em escala 1:100.000 do Projeto Jaibaras.

Na etapa final foram incluídas fases de revisão de campo destinadas a uma verificação definitiva da área e à elaboração da minuta do Relatório Final, que é constituída, essencialmente, de texto com ilustrações, gráficos, croquis e tabelas, fichas de afloramentos e de ocorrências minerais, 11 mapas de pontos de afloramentos, 11 mapas geológicos na escala de 1:50.000 com notas explicativas nas margens, 1 mapa geológico integrado de toda a área do Projeto na escala de 1:100.000, com nota explicativa na margem, 1

esboço metalogenético integrado na escala de 1:200.000, 1 mapa estrutural na escala de 1:200.000, 2 mapas (geológico e de zonação mineral) da galeria da jazida de Pedra Verde na escala de 1:500, 1 mapa de pontos das análises geocronológicas na escala de 1:200.000, 1 mapa de pontos de amostragem geoquímica em sedimento de corrente na escala de 1:100.000, 1 mapa de pontos de amostragem geoquímica em concentrado de batéia na escala de 1:100.000, 5 mapas de anomalias geoquímicas em sedimentos ativos de corrente na escala de 1:100.000, 1 mapa de distribuição de ouro em concentrados de batéia na escala de 1:100.000 e 3 mapas de concentração de minerais pesados em batéia na escala de 1:100.000.

### 3.6 - Dados físicos de produção

Durante a execução do Projeto Martinópolis foram percorridos 58.253 km em trabalho de campo sendo que, deste total, 2.641 km correspondem a caminhamento geológico em veículo. A pé, foram feitos percursos em que se gastaram 738 horas.

Foram estudados 1.181 afloramentos e coletadas 707 amostras de rochas e minérios.

Foram cadastradas 35 ocorrências minerais, sendo 1 de argila, 7 de calcário cristalino, 1 de cobre, 4 de cristal de rocha, 2 de diatomito, 12 de ferro, 1 de grafita, 6 de manganês e 1 de sulfetos (Cu, Pb e Zn).

Nos trabalhos de prospecção geoquímica e aluvionar, foram coletadas 594 amostras de sedimento de corrente, incluindo originais e réplicas e 108 amostras de concentrado de batéia, incluindo também originais e réplicas, num total de 702 amostras.

Na parte referente aos trabalhos analíticos, foram confeccionadas e estudadas 270 lâminas petrográficas, 28 secções polidas (calcografia) e realizadas 10 datações geocronológicas, 192 análises químicas para rochas e minérios (óxidos, fusão para ouro, absorção atômica e espectrografia de emissão) e 83 análises litogeoquímicas (absorção atômica associada a espectrografia de emissão). No que se refere a análises geoquímicas foram executadas 594 análises por espectrografia de emissão para 30 elementos, 594 por absorção atômica para Cu, Pb, Zn e Ag, 108 ensaios de fusão para ouro e 108 reconhecimentos mineralógicos de concentrados de batéia.

Todos os dados acima mencionados estão reunidos no Quadro I.

### 3.7 - Trabalhos anteriores

Parte de uma vasta bibliografia versando sobre os mais diferentes assuntos geológicos da região Nordeste, apresenta relevante interesse para a área do Projeto.

Roderic Crandall (1910) fez a primeira tentativa de divisão estratigráfica do embasamento cristalino do Nordeste, reconhecendo uma sequência que denominou de "Complexo Fundamental", constituída de gnaisses e xistos, sobre a qual assenta uma sequência denominada "Série Ceará", constituída por xistos argilosos, quartzitos, arenitos e calcários.

H. Small (1913) empregou pela primeira vez o nome "Serra Grande" para denominar o espesso pacote de arenitos constituintes das escarpas da porção oriental da bacia do

Q U A D R O I

TRABALHO DE CAMPO	AFLORAMENTOS ESTUDADOS	ANÁLISES REALIZADAS		PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA E ALUVIONAR	
		PETROG.	CALCOG.	AMOSTRAS COLETADAS	ANÁLISES REALIZADAS
58.253 km	1181 af.	270 an.	28 an.		
Caminhamento geológico em veículo 2.641 km	AMOSTRAS COLETADAS 707 am.	GEOCRON.	LITOGEOQ.	Sedimento de corrente 594 am.	Espectrografia de emissão p/ 30 elementos 594 an.
		10 an.	83 an.		
Horas percorridas a pé 738 h	OCORRÊNCIAS CADASTRADAS 35 oc.	Q U Í M I C A S		Concentrado de batéia 108 am.	Absorção atômica p/Cu, Pb, Zn e Ag 594 an.
		Quantitat. p/óxidos 90 an.	Fusão p/ouro 11 an.		
		Absorção Atômica 68 an.	Espectrografia de emissão para 30 elementos 23 an.	TOTAL 702 am.	Reconhecimento mineralógico de concentrado de batéia 108 an.
					Ensaio de fusão p/ouro 108 an.

Parnaíba. Posteriormente, coube a Blankennagel (1952) estabelecer a verdadeira posição estratigráfica da Formação Serra Grande.

As principais feições estruturais do Pré-Cambriano do Nordeste, como os extensos lineamentos e os blocos orogênicos de Assaré - Limoeiro, Banabuiú, Santa Quitéria, Coreaú, Acaraú e Itapagé, foram estudadas por Kegel (1965) no seu trabalho "Estrutura Geológica do Nordeste do Brasil". Almeida (1967 e 1969) tece considerações sobre a Plataforma Brasileira e fenômenos diastróficos relacionados à mesma.

Durante a década de 70, grande número de trabalhos foi realizado. Em 1972, Santos et alii apresentam, baseados em compilação bibliográfica e interpretação de inúmeros trabalhos geológicos, um Mapa Geológico Preliminar do Estado do Ceará, na escala 1:500.000. O Projeto Radam, em 1973, realizou estudos geológicos, fitogeográficos, pedológicos e geomorfológicos, que envolvem grande parte da área do Projeto. Estudos relacionados à geologia econômica foram realizados (Convênio CPRM/Governo do Estado do Ceará), por Moraes & Campos (1973) e Moraes & Prado (1974). De grande e fundamental importância é o trabalho resultante do Convênio DNPM/CPRM - Projeto Jaibaras - que engloba toda a área do Projeto Martinópolis, referente a mapeamento geológico na escala 1:100.000, realizado em 1973. Trabalhos sobre tectonismo e geocronologia foram realizados por Brito Neves (1974 e 1975). Sobre as seqüências sedimentares do Nordeste foram executados por Mabeoone & Campanha (1972, 1974 e 1975), inúmeros trabalhos importantes. Em 1976, dois projetos resultantes do Convênio DNPM/CPRM, foram realizados na área do Projeto Martinópolis, versando sobre estudos geoquímicos (Pro

jeto Geoquímica para Cobre na área de Sobral-CE) e geofísicos (Levantamento aerogamaespectométrico e aeromagnetométrico do Estado do Ceará). Fonseca de Mello (1977) fornece subsídios importantes sobre o Grupo Jaibaras no seu trabalho "Considerações tectono - petrológicas em sequências molássicas no Nordeste Oriental do Brasil". Estudos geológicos da região Noroeste do Ceará, principalmente no que concerne à petrogênese foram realizados por Barbosa (1978). Ainda neste período, Mello et alii (1978) realizaram estudos tecendo considerações sobre a "Tectônica Linear no Estado do Ceará".



A S P E C T O S   F I S I O G R Á F I C O S

## 4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

### 4.1 - Clima

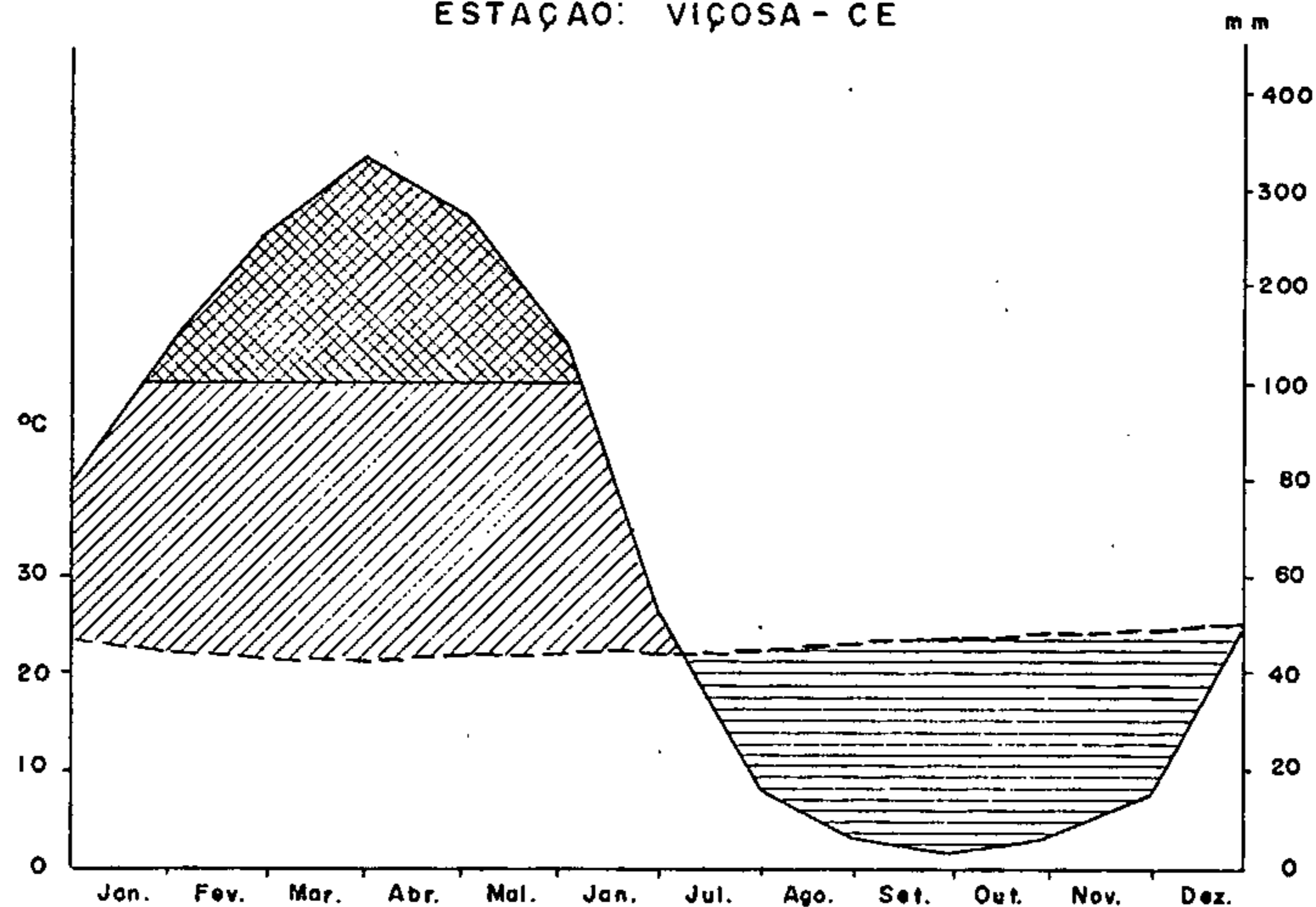
Analisando-se, em conjunto, os regimes térmicos e pluviométricos, o clima da área, segundo a classificação de Gaussen, enquadra-se dentro de duas subdivisões do tipo Xe roquimênico: os tipos termoxeroquimênico médio e o termoxeroquimênico acentuado.

O tipo termoxeroquimênico médio predomina no domínio territorial da porção da chapada da Ibiapaba incluída na área do Projeto, e em algumas serras quartzíticas com altitudes superiores a 600 metros. É um clima semi-árido brando, com média das temperaturas mínimas do mês mais frio superior a  $17^{\circ}\text{C}$ , e com um período seco variando de 5 a 6 meses anualmente (junho a dezembro). A média das precipitações anuais fica em torno de 1.317,7 mm, sendo que 65% desse total se concentra nos meses de fevereiro, março e abril (Fig. 5). As médias compensadas de temperatura variam, anualmente, entre  $22^{\circ}\text{C}$  e  $23^{\circ}\text{C}$ .

O tipo termoxeroquimênico acentuado, predomina na porção restante da área e é caracterizado por ser um clima semi-árido com um período seco de 7 meses que se estende de julho a janeiro. A média das precipitações anuais atinge 868 mm, sendo 70% desse total concentrado nos meses de fevereiro, março e abril (Fig. 6). As temperaturas médias anuais compensadas oscilam em torno de  $27^{\circ}\text{C}$ .

Segundo a classificação de Koppen, ao clima termoxeroquimênico médio corresponderia o tipo AW e ao termoxeroquimênico acentuado, o tipo Bshw.

PROJETO MARTINÓPOLE  
 CURVA DOS TOTAIS MENSIS DE PRECIPITAÇÃO  
 ESTAÇÃO: VIÇOSA - CE



— CURVA DO TOTAIS MENSIS DE PRECIPITAÇÃO

ALTURA 719 m  
 LATITUDE (S) 3°37'  
 LONGITUDE (W) 41°04'  
 PERÍODO: 1960 - 1967  
 MÍNIMA ABSOLUTA: 15°  
 MÁXIMO ABSOLUTA: 32°

--- CURVA DAS MÉDIAS MENSIS DE TEMPERATURA

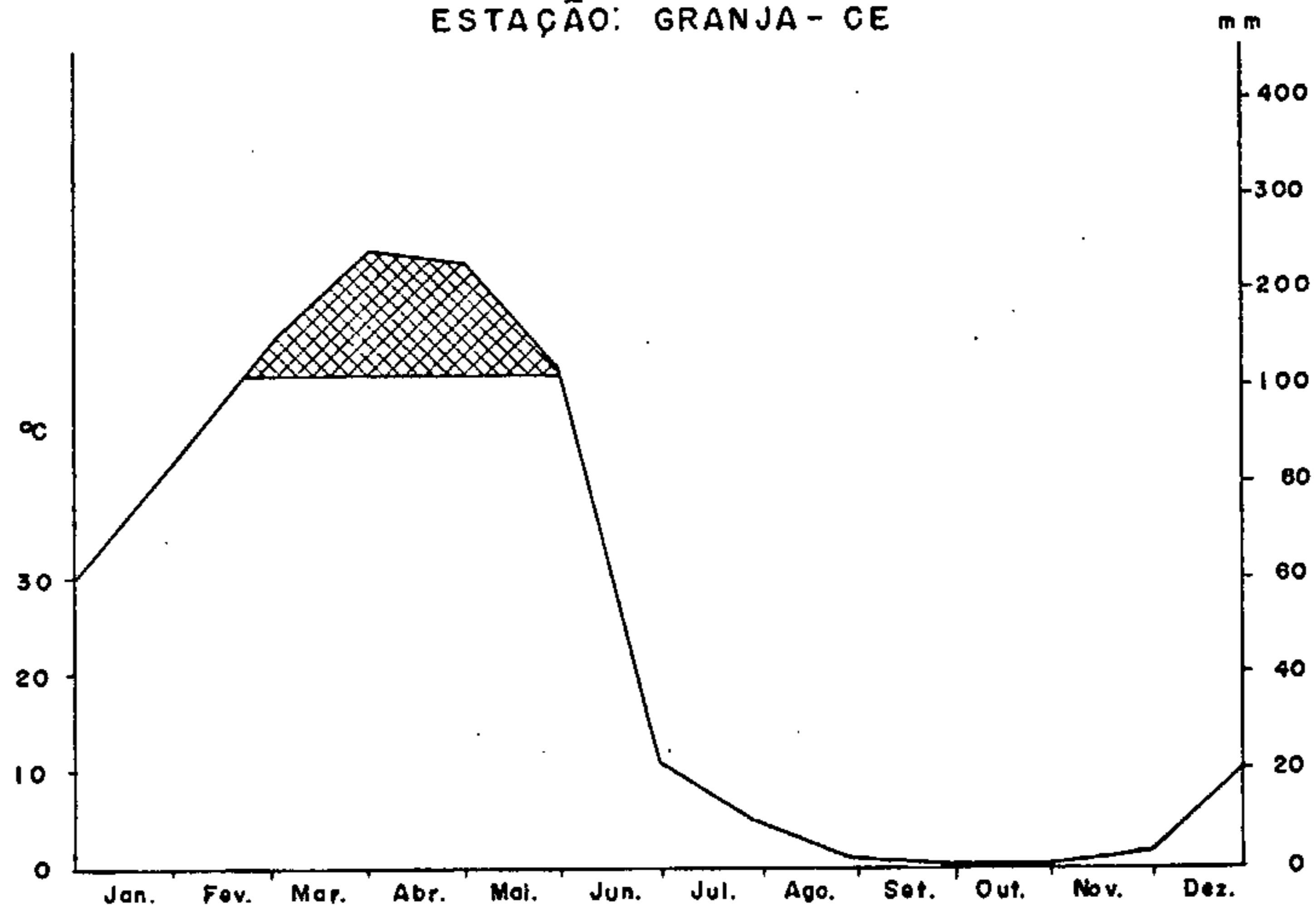
PERÍODO 1912 - 1967  
 MÉDIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL: 1.317,7 mm

PERÍODO ÚMIDO  PRECIPITAÇÃO > 100 mm  
 PRECIPITAÇÃO < 100 mm  
 PERÍODO SECO 

FONTE: SERVIÇO DE METEOROLOGIA DNOCs



PROJETO MARTINÓPOLE  
 CURVA DOS TOTAIS MENSAIS DE PRECIPITAÇÃO  
 ESTAÇÃO: GRANJA - CE



PERÍODO: 1937 - 1967

Altura da precipitação > 100 mm

Média da precipitação anual no período: 868 mm

FONTE: DNOCS



Em regra geral, na quase totalidade da área as chuvas são extremamente irregulares. Em algumas regiões de maiores altitudes, como na serra da Ibiapaba, no extremo sul da porção ocidental da área, são bastante mais regulares.

Considerando-se a pequena extensão da área, a existência de duas submodalidades climáticas é explicada pela influência direta dos ventos alísios aliada às altitudes relativamente elevadas da serra da Ibiapaba e sua posição em relação à linha de costa.

#### 4.2 - Vegetação

A vegetação desenvolvida na área, apesar da multiplicidade com que se apresenta, não só no que diz respeito à natureza e ao porte dos seus elementos constituintes mas também e, principalmente, quanto à maneira como eles se agrupam numa determinada região típica, com raras e localizadas exceções, a caatinga.

As características morfoclimáticas e a natureza do solo funcionam como os principais fatores determinantes da grande diversidade observada na cobertura vegetal. Existem áreas praticamente desprovidas de vegetação, quando muito, recobertas por um tênue tapete herbáceo, em visível contraste com outras nas quais dominam diversos tipos arbóreos de médio e grande porte, densamente grupados. Entre esses dois extremos são encontrados os mais diversos tipos intermediários. Entretanto, convém salientar que nessa região são raros os exemplares de cactáceas que, em outras regiões mais áridas, chegam a constituir o elemento dominante desse tipo de vegetação. Em função desses fatores, dentre as várias

feições que caracterizam a caatinga na área do Projeto, as mais representativas são: caatinga arbórea densa, caatinga arbórea arbustiva densa ou caatinga das serras, caatinga arbórea arbustiva esparsa, parque misto da caatinga e vegetação de tabuleiro.

A caatinga arbórea densa recobre a parte extremo oeste da área e corresponde a uma faixa contínua disposta ao longo e próximo à borda da chapada da Ibiapaba. Desenvolve-se tanto sobre a superfície elevada, onde está situada a cidade de Viçosa do Ceará, como nos sopés e vertentes não muito íngremes voltadas para leste. A vegetação assume características de um verdadeiro refúgio de mata sempre verde, no qual os representantes mais típicos da caatinga desaparecem em sua maior parte dando lugar a árvores de médio a grande porte como o pau d'arco, o angico, o sabiá, o mororó, a umburana, etc.

Crescendo sobre as serras quartzíticas e também em zonas de transição entre a caatinga arbórea arbustiva esparsa das superfícies arrasadas e a caatinga arbórea densa, temos a predominância da caatinga arbórea arbustiva densa ou caatinga das serras. Embora esta variação se apresente de forma exuberante na estação chuvosa, durante a estiagem quase todos os seus elementos perdem a folhagem, deixando a descoberto o tronco e os galhos ressequidos. O extrato arbóreo é representado pela aroeira, pela baraúna, pelo angico e pelo pereiro e o arbustivo pela catingueira, pela faveleira, pela jurema e pelo marmeleiro. O arbóreo é uniforme e densamente agrupado.

A caatinga arbórea arbustiva esparsa é o tipo dominante na área do Projeto estendendo-se por toda a superfície arrasada dos terrenos pré-cambrianos. Os elementos cons

tituintes apresentam-se agrupados de diferentes modos, sendo, entretanto, a escassez de exemplares de porte arbóreo e a baixa densidade do estrato arbustivo, as características mais marcantes. Os espécimes dominantes são a jurema e o marmeleiro.

Sob a denominação de parque misto da caatinga, estão incluídos os agrupamentos de carnaubeira que se destacam, em marcante contraste, de um ralo tapete de gramíneas. Este tipo desenvolve-se exclusivamente nas planícies aluviais dos principais cursos d'água achando-se, portanto, sujeito a inundação durante o período chuvoso, o que impede um maior desenvolvimento do estrato vegetal inferior.

Nos tabuleiros cenozóicos, a vegetação difere um pouco da caatinga arbustiva rala, assumindo características próprias. Nestes, predomina uma cobertura graminosa baixa e rala, da qual sobressaem agrupamentos de porte arbustivo bastante espaçados em forma de capões.

#### 4.3 - Hidrografia

A exemplo do que ocorre em outras áreas do Estado do Ceará, os cursos d'água existentes na área do Projeto, têm um caráter tipicamente torrencial e temporário, ficando suas vazões na dependência direta do regime pluvial. Se comparados aos grandes rios regionais, como o Jaguaribe e o Acaraú, os rios locais podem ser considerados de pequeno porte, pois apresentam pequenos percursos e vazões relativamente baixas.

De um modo geral os rios são classificados como insequentes visto que, na sua maioria, se dispõem de modo

perpendicular ou transversalmente às estruturas regionais, ressaltando-se apenas o alto curso do rio Timonha, o rio Itacolomy e alguns riachos situados a sudoeste de Granja, condicionados por fraturas e pela foliação das rochas regionais.

O aparecimento de drenagem insequente pode ser melhor compreendida, imaginando-se a existência, outrora, de um gradiente bem mais forte decrescente de sul para norte, de modo a formar regimes torrenciais intensos capazes de romper as estruturas existentes caso contrário, os rios tenderiam a seguir as grandes falhas, adaptando-se às suas direções.

A rede de drenagem da área é representada, principalmente, pelos sistemas Coreau e Timonha, além de outros cursos d'água menores.

O rio Coreau, o mais importante da área do Projeto, nasce na serra da Ibiapaba na região de Ibiapina-Ubajara, como resultado da união de cursos d'água menores. Corta a área nos sentidos SSE-NNO e aproximadamente N-S, mantendo em todo o seu percurso um traçado serpenteante. Entre seus principais afluentes, localizados em sua margem esquerda, destacam-se o rio Itacolomy, de grande importância local e os riachos Sairi e Gangorra. O Coreau está representado na área, pelo seu médio curso e por uma parte do seu baixo curso que, juntamente com seus afluentes, drena uma superfície de 70 km<sup>2</sup>.

O rio Timonha banha a parte extremo oeste da área do Projeto e sua bacia, drenando uma superfície de aproximadamente 65 km<sup>2</sup> dentro da área de estudo, está representada pelos seus alto e médio cursos. Esse rio origina-se da junção do rio Grande com o riacho Trapiá, ambos oriundos da



serra da Ibiapaba. Seus principais tributários afluem pela margem esquerda, salientando-se o rio Ubatuba e os riachos Croatá e Cajueiro. Apresenta maior gradiente que o rio Coreaú, o que lhe confere um regime torrencial mais acentuado.

Ainda merecem destaque os riachos Parazinho e Tucunduba que drenam a parte norte-nordeste da área e desaguam diretamente no oceano.

O padrão de drenagem dominante é o dendrítico de média densidade, desenvolvido sobre rochas metamórficas foliadas como gnaisses, xistos, filitos e migmatitos. Localmente ocorre um padrão dendrítico de maior densidade, como nas áreas das cabeceiras dos rios e nos terrenos constituídos por rochas cristalinas mais homogêneas.

Nas áreas de cabeceira os rios apresentam vales apertados, relativamente profundos e em forma de V. Nos médios e baixos cursos os vales tornam-se mais largos e pouco profundos, em calha.

#### 4.4 - Solos

Os solos da área do Projeto são geralmente imaturos, pouco desenvolvidos e de espessuras reduzidas, excetuando-se casos de âmbito local normalmente relacionados a rochas filitosas.

A variação de tipos pedológicos, pouco depende de fatores climáticos, visto que o clima da região se mostra aproximadamente constante durante todo o ano. Portanto, essa variação acha-se relacionada mais ao relevo e a litologia, do que propriamente ao clima.

De acordo com a granulometria e composição mineralógica os solos foram agrupados em seis categorias diferentes a saber: arenoso, areno-argiloso, areno-siltico, lutáceos, litólicos e azonais.

Os solos arenosos distribuem-se nas áreas de ocorrência do Grupo Barreiras, sobre os sedimentos da Formação Serra Grande e em áreas planas do cristalino sujeitas a lavagem por águas superficiais. São constituídos por areias inconsolidadas, de granulometria variando de fina a média, bem a medianamente selecionadas, de colorações cinza, creme, esbranquiçada e amarelada. As rochas que lhes dão origem são principalmente arenitos, gnaisses e migmatitos.

Nas áreas de relevo suavemente ondulado do embasamento cristalino desenvolvem-se os solos areno-argilosos, mormente sobre xistos, gnaisses e migmatitos. Correspondem ao horizonte "B" pouco desenvolvido, sem perfil típico. São constituídos por uma associação de areias com argilas, contendo fragmentos de diversas rochas na porção mais superficial. Ocasionalmente, é verificada a presença de matéria orgânica e óxido de ferro.

Os solos lutáceos ocorrem em áreas de predominância de filitos (Pré-Cambriano) e de arenitos do Grupo Jaibaras. São constituídos essencialmente por material argilo-siltico e ocorrem em extensas regiões da área do Projeto.

Os solos litólicos desenvolvem-se em áreas cujas litologias predominantes são as coberturas intramontanas e as cascalheiras. O primeiro tipo é encontrado nos vales das áreas serranas, na porção sul da área do Projeto, sob a forma de manchas isoladas. São fanglomerados compostos de areia, argila e fragmentos de rochas (principalmente

quartzitos) de formas angulosas e subarredondadas. Os solos de cascalheira são provenientes dos conglomerados da Formação Camocim e ocorrem principalmente nas porções norte e centro-leste da área. São constituídos por uma matriz arenosa inconsolidada, na qual estão contidos seixos rolados de quartzo.

Nos vales dos cursos d'água de maior porte, predominam os solos azonais ou em formação. São sedimentos inconsolidados, de cores claras, compostos de areia, por vezes argilosos, com espessura bem limitada e largura quase nunca superior a 2 km. Trata-se de solos predominantemente minerais, recentes, em desenvolvimento, provenientes da deposição fluvial e do arraste da bacia hidrográfica da área.

#### 4.5 - Geomorfologia

##### 4.5.1 - Aspectos descritivos

O relevo esculpado sobre a área do Projeto Martinópolis apresenta-se heterogêneo, com diferentes feições topográficas bem caracterizadas, permitindo uma separação em quatro unidades morfológicas assim concebidas: Chapada da Ibiapaba, Esporões de planalto e Serras Isoladas, Tabuleiros litoraneos e Depressão periférica de Crateús.

A Chapada da Ibiapaba é a unidade de menor representação na área, visto que sua presença fica limitada ao recanto sudoeste da mesma, ocupando cerca de 7% da área total do Projeto. Corresponde à extremidade leste da Formação Serra Grande e identifica-se com a Superfície Sulamericana de (King, 1956) ou Superfície Pliocênica (de Barbosa et alii,

in Projeto Radam, 1973) desenvolvida sobre arenitos. Em toda a borda desta unidade, tem-se uma linha de "front" de cuesta com direção geral ONO-ESE e contorno sinuoso, em cujos paredões aparecem anfiteatros e reentrâncias de erosão, denotando um aspecto festonado decorrente da ação erosiva provocada por rios obsequentes ou anaclinais. O reverso da "cuesta" coincide com a superfície do aplainamento pliocênico cuja inclinação suave para oeste é um pouco mais acentuada do que a da superfície dos planos de mergulho dos arenitos da Formação Serra Grande. O relevo sobre a chapa da é, de um modo geral aplainado, com cotas que chegam a 800m e onde, por vezes, sobressaem suaves ondulações.

A segunda unidade - Áreas Serranas - ocupa a porção meridional da área do Projeto, principalmente as porções sudoeste e sudeste (Foto 01). Trata-se de um conjunto de serra alongadas segundo as direções NE-SO (Ubatuba, Purgatório, São Joaquim e Serrinha) NO-SE (Gurguéia) e ENE-OSO (Tucunduba, constituídas, em sua maioria, de rochas metamórficas, quartzíticas e sieníticas (Tucunduba). As formas de relevo desenvolvidas sobre as rochas quartzíticas são características de áreas dobradas e constituem cristas descontínuas e "hogbacks" com cotas variando entre 400 e 600m, enquanto que as desenvolvidas sobre rochas sieníticas apresentam um aspecto maciço, com superfície desgastada e elevação máxima pouco superior a 400m. Na região de General Tibúrcio, as serras bordejam a frente de "cuesta" da Ibiapaba apresentando um relevo bastante acidentado. Estas serras são esporões de planalto e foram esculpidas após o recuo da cuesta, ou seja o cristalino foi exposto com o recuo do bordo da bacia.

A Superfície dos Tabuleiros compreende mesetas de

topos planos e encostas suavemente inclinadas, distribuídas de forma descontínua por toda a porção setentrional da área do Projeto e constituída de sedimentos cerzóicos. Estas formas de relevo podem ser bem observadas na área situada entre Martinópolis e Parazinho, na qual alcançam cotas de até 200m. Foram desenvolvidas sobre litologias pertencentes ao Grupo Barreiras e à Formação Camocim, sendo que esta última, quando presente, ocupa sempre a parte mais baixa das mesetas. Os sedimentos do Grupo Barreiras representam resíduos da faixa sublitorânea, numa antiga superfície regular intermediária entre o litoral e o interior semi-árido, hoje bastante dissecada e recortada por agentes erosivos, principalmente os cursos d'água.

A Superfície Aplainada Metamórfica-sedimentar é a unidade que ocupa maior extensão da área do Projeto, cerca de 60%, e é o resultante da ação de processos erosivos sobre rochas metamórficas e sedimentares. Representa o piso da chamada Depressão Periférica de Crateús (de Barbosa et alii, op.cit.), apresentando-se como uma superfície arrasada, com altitudes variando de 50 a 100m, com formas de relevo planas e suavemente onduladas, e, de certa forma, monótona. Esta monotonia só é quebrada pela ocorrência de pequenos morros e serrotes (Tiaia, Jereguapuaba, Grande, etc) que se salientam no terreno, constituindo formas residuais de relevo, preservadas devido a litologias mais resistentes à ação dos processos erosivos. Trata-se de uma unidade de fácil reconhecimento, com exemplos típicos ao sul da lagoa de Jaburuna e próximo ao povoado de Faracúá.

#### 4.5.2 - Aspectos evolutivos

Barbosa et alii (op. cit.) baseados em trabalhos realizados por Ab' Saber (1956) e Almeida (1969), chegaram à conclusão de que o atual modelado da área, teve início com a destruição progressiva das formações siluro-devonianas da bacia do Parnaíba, provocando um recuo progressivo da "cuesta" da Ibiapaba e expondo a erosão as áreas cristalinas, de litologias brandas, deixando, no entanto, como testemunhos, espigões quartzíticos elevados, representados atualmente pelas cadeias de cristas e "hogbacks" características do relevo, como as serra da Ubatuba, Timbaúba, São Joaquim e Gurguéia. Posteriormente, estes processos de circundesnudação foram intensificados pela "reativação Wealdeniana". Provavelmente o processo desencadeou-se a partir de reativações dos falhamentos pré-cambrianos do embasamento cristalino da área, acelerando-se com o soerguimento de toda a região noroeste do Ceará, atribuído ao período aptiano-Eoceno. Esta reativação teria principiado no final do Jurássico ou no início do Cretáceo, e suas evidências geomorfológicas na área do Projeto, são denotadas por certas feições regionais tais como a extensão dos falhamentos de Granja, de Ibuguaçu, de Santa Terezinha e de Itacolomy que atingem o embasamento Pré-Devoniano e cortam com escarpas nítidas de falha a "cuesta" da Ibiapaba, provocando uma mudança brusca de direção de S-N para E-O limite setentrional da "cuesta" da Ibiapaba na porção sudoeste da área, com basculamento de norte para sul e vulcanismo trapeano representado por diques de diabásio cortando a Formação Serra Grande.

A persistência de evidências geomorfológicas desta reativação são indicações do seu prosseguimento até tem

pos mais recentes, apesar de não haver à disposição evidências geológicas. A instabilidade tectônica e os movimentos eustáticos mais recentes, trazem os efeitos finais desta reativação para o final do Pleistoceno e início do Holoceno.

A superfície da chapada da Ibiapaba cuja dissecação se iniciou no final do Cretáceo, é o nível mais antigo e corresponde a uma superfície de erosão bem aplainada, que atualmente se encontra em fase final de dissecação.

A superfície irregular individualizada como "Áreas Serranas" cuja altitude varia entre 400 a 600 metros, acha-se relacionada a um nível entre a antiga superfície Sulamericana de King e a Depressão Periférica de Cratêus de Barbosa et alii (op. cit.).

No geral, sobre a área de rochas do embasamento cristalino, exumadas por fase de desnudação provavelmente contemporânea do Ciclo Sulamericano, seguiu-se uma pediplanação total e uma sedimentação miocênica pliocênica principalmente nas porções mais setentrionais da área enfocada, representada pelos conglomerados com cimento laterítico da Formação Camocim. O soerguimento epirogênico do continente durante o período plio-pleistocênico (Almeida, 1969) originou a formação da superfície de sedimentação do Grupo Barreiras, cujos sedimentos, sob forma de tabuleiros recobrem a Formação Camocim. Esta feição geomorfológica é denominada, informalmente, de Superfície Araras e representa as superfícies aplainadas do Ciclo Velhas (Costa et alii, 1973). Sobre esta superfície iniciou-se a atual fase erosiva correspondente ao Ciclo Paraguassu, modelando e destruindo quase que completamente o pediplano característico da região, atual

mente restrito às áreas de sedimentos do Grupo Barreiras e a testemunhos isolados nas regiões do embasamento crystalino.





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

## 5 - ESTRATIGRAFIA

### 5.1 - Comentários gerais

Na maioria dos trabalhos que englobam total ou parcialmente a área do Projeto, a estratigrafia das rochas pré-cambrianas, foi sempre de difícil estabelecimento devido às inúmeras divergências surgidas entre os critérios sistemáticos adotados na divisão e empilhamento das mesmas (Quadro II). Nota-se, por vezes, que as rochas do Pré-Cambriano obedecem a certa ordenação nas colunas estratigráficas dando a impressão, aliás falsa, de empilhamento cronoestratigráfico.

Este problema tem despertado a atenção de muitos estudiosos entre os quais Braun (In: Barbosa et alii, 1977) que, numa análise geral, sugere a necessidade de se aplicar uma sistemática mais adequada e racional. Braun (op. cit.) comenta que nos cinturões altamente metamórficos nada mais resta das relações originais, podendo-se apenas obter alguns dados isclados, indicadores da idade ou das condições termo-dinâmicas originais para posteriores inferências evolutivas de ordem regional.

Os estudos geocronológicos baseados em dados isotópicos efetuados na área do Projeto por Brito Neves (1974, 1975, 1978), RADAM-BRASIL (1978) e Hama (1978), juntamente com os dados obtidos no terreno permitiram a definição da estratigrafia regional que, não obstante alguns pontos obscuros que ainda subsistem, ela é bem mais segura do que aquela que resultaria usando apenas dados geológicos.

Neste trabalho, para o Pré-Cambriano da área foi

QUADRO II - ESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS PRÉ - CAMBRIANAS

BRASIL/SUDENE, 1971 FOLHA JAGUARIBE - NO		SANTOS ET ALII, 1972		COSTA ET ALII, 1973		BRAGA ET ALII, 1977	
PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO	Calcários metamórficos Micaxistos Gnaisses Migmatitos Anatexitos Granitos	PRÉ-CAMBRIANO "A" 690 a 900 m.a.	GRUPO CEARÁ	"A"	Parametamorfitos da fácies xistos verdes e calcó-hornfels; quartzitos puros ou micáceos, via de regra cataclados e silicificados.	PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO ESTRATIGRAFICAMENTE	Diques ácidos. Grupo Ceará: quartzitos gnaisses, xistos, filitos e lentes de calcário cristalino. Complexo Independência: metarcóseos, paragnaisses, lentes de anfibolito e calcários cristalinos. Complexo Caicó: migmatitos e gnaisses dominantes, metarcóseos, quartzitos, anfibolitos, metabasitos e calcários cristalinos. Complexo Tamboril - Stª Quitéria: migmatitos e núcleos granitóides. Rochas Plutônicas Granulares: granitóides, granitos, granodioritos, sienitos, gabróides, dioritos e ultrabasitos.
		PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO	Embasamento Migmatítico-gnáissico.	"B"	"Stock" granítico pós-orogênico, sienito grosseiro (Tucunduba), quartzitos feldspatizados e moscovíticos; xistos a granada, biotita e cianita feldspatizados; calcários cristalinos; granito de anatexia tipo Araras, embrechito e gnaisse granitizado; migmatitos heterogêneos.		
				"C"	Granitóide tipo Chaval, quartzitos ferríferos e migmatitos homogêneos.		

adotado um critério de divisão lito-estratigráfica, em que as unidades foram distinguidas e delimitadas com base nas suas características litológicas.

Baseando-se neste critério foram distinguidas as seguintes unidades pré-cambrianas: Complexo Migmatítico gnáissico (pCmg-gn) caracterizado por associações distintas de rochas total ou parcialmente migmatizadas; Grupo Martinópolis (pCm) composto por uma sequência constituída de quartzitos, xistos e filitos; Grupo São José (pCsj) reunindo rochas metapelíticas de baixo grau metamórfico com vulcanismo de natureza predominantemente intermediária, em parte metamorfisado e, finalmente, os Diques Ácidos (pCda) reunindo felsitos e, raramente, micro-quartzo-diorito.

Para as rochas sedimentares paleozóicas e cenozóicas foi adotada a estratigrafia proposta por Costa et alii (1973). Os sedimentos do Grupo Jaibaras são referidos como uma sequência molássica associada a uma complexa unidade constituída por rochas vulcânicas ácidas a básicas, confinada a estruturas de afundamento tipo "graben". À Formação Serra Grande correspondem os arenitos que formam a "cuesta" da Serra da Ibiapaba na porção nordeste da Bacia Piauí-Maranhão.

O posicionamento estratigráfico dos sedimentos cenozóicos baseou-se, principalmente, no desenvolvimento geomorfológico da região, e correlações entre si e com outras unidades existentes e em caracteres puramente litológicos.

Nestes termos, a coluna estratigráfica proposta para a área do Projeto está representada no Quadro III .

QUADRO III - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DO PROJETO		
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	<p>Aluviões (Qa): cascalhos e areias de cor amarelada, mal classificadas, de granulometria fina a grosseira, contendo ocasionalmente silte e argila.</p> <p>Coberturas intramontanas (Qc): detritos inconsolidados e mal classificados, representados por clastos de arenitos e rochas do embasamento cristalino.</p> <p>Grupo Barreiras Indiviso (TQb): sedimentos areno-argilosos, de granulometria fina a média, com intercalações de níveis conglomeráticos e acamamento indistinto. Areias inconsolidadas de cor branca.</p> <p>Formação Camocim (Tc): conglomerado mal selecionado, com seixos de quartzo e quartzito, compacto, com cimento sílico-ferruginoso consistente.</p>
	TERCIÁRIO	
MESOZOICO	JURÁSSICO	<p>Diques Básicos (Jdb): diques de diabásio e basalto portadores de olivina, afaníticos, meso a melanocráticos.</p>
PALEOZOICO	SILURO-DEVONIANO	<p>Formação Serra Grande (SDsg): conglomerados e arenitos grosseiros, arcoseanos ou caulínicos, em bancos maciços subhorizontalizados, com intercalações de folhelhos e siltitos.</p>
	CAMBRIANO - ORDOVICIANO	<p>Sienito de Tucunduba (E0sn): sienito grosseiro, porfiróide, com faixas ultramilonitizadas.</p> <p>Grupo Jaibaras (E0j)</p> <p>Formação Aprazível (E0ja): conglomerado grosseiro, polimítico, mal classificado, com matriz areno-argilo-calcífera, sem estratificação.</p> <p>Formação Parapuí (E0jpa): diques de traquiandesitos e soleiras de diabásio.</p> <p>Formação Pacujá (E0jp): arenitos, arenitos arcoseanos, arenitos grauuvácicos e folhelhos.</p> <p>Formação Massapé (E0jm): conglomerado polimítico brechóide, com matriz areno-ferruginosa, mal estratificado.</p>
PRÉ-CAMBRIANO		<p>Diques Ácidos (pEda): diques felsíticos e microquartzodioríticos.</p> <p>Grupo São José (pEsj): metacherts, calcários, metarenitos, metassiltitos, metagrauvas, com vulcânicas intermediárias em parte metamorfisadas.</p> <p>Grupo Martinópolis (pEm)</p> <p>Formação Santa Terezinha (pEmst): filitos, quartzo-filitos e filitos ardosianos.</p> <p>Formação Covão (pEmc): moscovita-quartzo-xistos, sericita-clorita-xistos, biotita-quartzo-xistos, biotita-moscovita-quartzo-xistos, clorita-biotita-quartzo-xisto e lentes carbonáticas intercaladas.</p> <p>Formação São Joaquim (pEm sj): quartzitos puros, compactos, de cor branca, por vezes contendo lentes ferríferas.</p> <p>Complexo Migmatítico-gnáissico (pEmg-gn): migmatitos homogêneos e heterogêneos, gnaisses diversos, cataclasitos, calcários cristalinos, anfibolitos e quartzitos.</p>

## 5.2 - Unidades estratigráficas

### 5.2.1 - Complexo Migmatítico-gnáissico (pCmg-gn)

Este complexo representa cerca de 50% do total da área mapeada, correspondendo a parte do "Maciço de Granja" de Brito Neves (1975) e do "Bloco orogênico do Coreaú" de Kegel (1965). Inclui, além da sequência de rochas situadas a norte da falha de Jaguarapi, rochas subjacentes aos quartzitos das serras da Timbaúba e Ubatuba e rochas localizadas a sul das falhas de Itacolomy e Xixás.

Para este complexo, Costa et alii (1973) adotaram uma divisão estratigráfica baseada em análises petrográficas e interpretações estruturais. Agruparam as rochas situadas a norte e noroeste da Falha de Jaguarapi numa unidade mais antiga denominada de "Pré-Cambriano C", e as situadas a sul e sudeste da falha Itacolomy - Tucunduba consideraram-nas como pertencentes ao "Pré-Cambriano B", segundo a divisão proposta. Ainda segundo estes autores, o "Pré-Cambriano C" corresponderia estruturalmente a um "horst" que denominaram "Horst de Granja" e, o Pré-Cambriano B, corresponderia ao "Horst de Tucunduba". Ao bloco situado entre os dois "horst" denominaram de "Graben Martinópolis" constituído por rochas epimetamórficas incluídas no "Pré-Cambriano A".

Neste trabalho, considerando que os objetivos exigiam um estudo mais detalhado da sequência epimetamórfica, as rochas pré-cambrianas mais antigas foram agrupadas, genericamente, numa sequência denominada "Complexo Migmatítico-gnáissico". Este complexo abrange as rochas das unidades pré-cambrianas "C" e "B" de Costa et alii (op. cit.), acres

cido de uma pequena faixa situada entre as falhas de Xixás e Itacolomy - Tucunduba, considerada anteriormente pelos autores citados, como pertencente ao "Pré-Cambriano A". Litologicamente, inclui migmatitos homogêneos e heterogêneos, gnaisses diversos, quartzitos, calcários cristalinos, anfibolitos e rochas cataclásticas diversas. Os critérios adotados para identificação deste complexo foram de ordem litológica, devido à impossibilidade de se estabelecer uma divisão cronoestratigráfica com os subsídios geológicos atualmente disponíveis.

O comportamento morfológico do Complexo Migmatítico-gnáissico está condicionado aos tipos litológicos existentes na área. O relevo mais abrupto está relacionado às áreas de domínio dos quartzitos, as feições topográficas aplainadas às de domínio dos migmatitos homogêneos e as de relevo ondulado aos gnaisses e migmatitos heterogêneos.

A área foi submetida a esforços SE-NO. No setor situado ao norte e noroeste da faixa dos epimetamorfitos de Martinópolis verifica-se extrema pobreza de estruturas dobradas, ressaltando-se o paralelismo das estruturas tectônicas NE-SO, com suave inflexão para SSO na região da serra da Ubatuba. As rochas aí presentes exibem foliação com lineamento contínuo e paralelo, orientadas segundo  $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  Az em Granja, e  $25^{\circ}$ - $40^{\circ}$  Az, na área sul de Ibuguaçu. O comportamento lito-estrutural desta região toma a configuração de uma estrutura isoclinal cujos mergulhos regionais da foliação estão dirigidos inicialmente para SE em Granja, depois SSE em Tabuleiro e, finalmente, ESE ao sul de Ibuguaçu com intensidades variáveis desde sub-horizontais até sub-verticais. Na parte meridional da área, ao sul das falhas

de Itacolomy e Xixás, predomina o estilo tectônico essencialmente plástico secundado por alguns grandes falhamentos NE-SO e E-O, que procedentes de NE, são truncados na altura de Campanário pela falha do mesmo nome. Os gnaisses e quartzitos aí encontrados exibem dobras paralelas e apertadas com os flancos quase verticalizados cujos eixos, inicialmente E-O, mudam para NE-SO.

Os contatos entre os tipos litológicos são geralmente tectônicos e acompanham os grandes falhamentos. Por tal motivo pode acontecer justaposição litológica entre facies diferentes de um mesmo grupo, tal como acontece com os gnaisses e migmatitos das regiões de Uruoca e Granja, bem como, entre litologias de grupos diferentes. Na região E de Ibuguaçu, o falhamento de Jaguarapi coloca os filitos do Grupo Martinópolis lado a lado com os migmatitos da região, o mesmo acontecendo com os sedimentos do Grupo Jaibaras.

Os migmatitos estão presentes em toda a área, constituindo núcleos indiferenciados. Os tipos homogêneos, e até granitizados, foram observados ao sul e norte de Granja, no vale do rio Timonha, nas proximidades e a este de Petimbu e em Uruoca. Formam núcleos isolados com aspecto predominantemente embrechítico. São de granulação grosseira, de bandejamento irregular e guardam, localmente, a xistosidade original. São mesocráticos, constituídos de quartzo, feldspato alcalino, biotita, hornblenda, plagioclásio, clorita e epidoto em proporções variáveis. Nas regiões de Granja e Ibuguaçu, bem como na área do riacho Gangorra, são comuns anatexitos nebulíticos com variações locais para núcleos granitoides homogêneos e isotrópicos. Estes anatexitos revelam, ao microscópio, uma composição mineralógica análoga aos gnaisses ban



deados de Granja, sendo constituídos de quartzo, feldspato e biotita. São rochas leuco a mesocráticas, de coloração cinza clara, de textura gnáissica, com leitos claros e escuros alternados, tendendo para homogeneização. O plagioclásio, com tendência fenoblástica, é dominante em relação ao ortoclásio, ocorrendo em cristais prismáticos geminados segundo a lei da albita. São abundantes os intercrescimentos mirmequíticos. A moscovita é rara e subordinada à biotita, da qual deriva.

Os migmatitos heterogêneos estão presentes em ambos os lados da faixa metamórfica de Martinópolis predominando, no entanto, no setor meridional da área. Os principais tipos são representados por diadisitos, agmatitos e epibolitos, estes últimos frequentemente observados próximo às zonas de cisalhamento. Podem ser observados ao sul de Estreito (folha São Domingos), próximo à zona cisalhada de Itaúna, a este de Ibuaçu (folha Ibuaçu) próximo à falha de Jaguarapi, bem como em áreas onde há forte tendência para homogeneização com evolução para o tipo embrechítico como acontece a SO de Granja, próximo ao último falhamento citado. São rochas de mesma composição mineralógica que os migmatitos homogêneos da região, e os tipos mais comuns são aqueles com biotita e hornblenda. Tratam-se de rochas de cor cinza, mesocráticas, com textura bandada e granulação fina a média. As bandas claras, em que se identificam o quartzo, a microclina e o plagioclásio, alternam-se com as bandas escuras constituídas de hornblenda e biotita. Observa-se, em afloramentos, que as faixas claras (neossoma) ora são sinuosas e largas, ora exibem estruturas estromática, dobrada (dobramentos ptigmáticos) ou em fluxo. Os tipos diadisíti

cos e agmatíticos foram observados ao norte de Granja e na região de Uruoca. Estes tipos estruturais não constituem, porém, áreas de predominância podendo estar presentes num mesmo afloramento.

As rochas gnáissicas foram total ou parcialmente afetadas pela migmatização. Constituem faixas intercaladas e indiferenciadas dentro dos migmatitos, caracterizando-se pela presença de paleossomas gnáissicos formados principalmente de biotita, hornblenda, epidoto-zoizita e piroxênio. Petrograficamente foram identificados biotita-gnaisses, hornblenda-gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses, biotita-granada-gnaisses, granada-moscovita-biotita-gnaisses, epidoto-hornblenda-gnaisses, gnaisses calcossilicáticos, epidoto-tremolita-actinolita-gnaisses e leuco-gnaisses. Abaixo, são abordados apenas os tipos predominantes.

Os biotita-gnaisses são rochas mesocráticas, cinza-esbranquiçadas, grã fina, laminadas e constituídas de minerais quartzo-feldspáticos e máficos. Estão presentes bordejando a serra da Timbaúba, região este da serra das Flores, bem como entre as serras de São Joaquim e Dom Simão. Ao microscópio apresentam quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, sericita, zircão, epidoto e, ocasionalmente, allanita. O plagioclásio apresenta-se ora geminado segundo a lei da albita, ora sem geminação e, por vezes, em intercrescimentos com o quartzo. São gnaisses sobre os quais, quase sempre, assentam os quartzitos basais do Grupo Martinópolis. Junto do contato com esses quartzitos, os biotita-gnaisses exibem aspecto xistoso, tornando-se ricos em biotita, como acontece no sopé da serra Ibuçu (folha homônima) na localidade de Cocal, a oeste de Petimbu e na base da ser

ra da Santana. A sul do povoado de Ibuaçu (folha Ibuaçu) estes gnaisses, de aspecto xistoso, (Foto 02) sofreram processos metamórficos acompanhados por injeções de material ácido sob a forma de veios concordantes ou não, provavelmente relacionados à falha de Granja que passa nas proximidades.

No perfil Granja-Camocim, logo após a falha de Granja e antes da zona cataclástica de Tabuleiro, os migmatitos homogêneos de Granja dão lugar a uma faixa de gnaisses calcossilicáticos com intercalações de lentes calcárias. Este mesmo tipo litológico também foi observado no perfil Granja-Tabuleiro, bem como ao sul de Uruoca, a 8 km desta cidade e na base da escarpa da serra Dom Simão. Apresentam-se em lentes de cor verde escura, muito heterogêneas, distintamente bandeadas, constituídas abundantemente por anfíbólio negro em prismas distintos ou entremeados ao feldspato e quartzo leitoso. Ao microscópio apresentam feldspato alcalino, epidoto-zoizita, tremolita-actinolita, plagioclásio, quartzo, clorita, titanita, zircão, óxido de ferro e leucoxênio. Seu posicionamento tectônico, quase sempre, sugere estar relacionado a eixos de estruturas sinformes. As lentes calcárias que aparecem associadas não apresentam significado econômico devido, quase sempre, à pequena possança e ao baixo teor demonstrado por análises químicas das amostras coletadas em Granja que revelaram 36,4% de CaO e 18,4% de MgO. Em geral, são rochas de cor cinza-claro a esbranquiçada, de granulação fina, textura sacaroidal e elevado teor de impurezas (quartzo).

Rochas do tipo biotita-granada-gnaisses predominam numa faixa alongada, situada entre as falhas de Xixás e

Tucunduba. São rochas de cor cinza, granulação média, formadas de minerais quartzo-feldspáticos e máficos. Microscopicamente apresentam quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, granada, apatita, turmalina e zircão. Os plagioclásios se apresentam em fenoblastos geminados segundo a lei da albita.

Os anfibólio-gnaisses constituem faixas intercaladas no Complexo Migmatítico-gnáissico. São observados a oeste de Ibuguaçu e sul de Uruoca. Tratam-se de rochas heterogêneas, distintamente bandeadas, de cor verde escuro, constituídas essencialmente de anfibólios que aparecem em prismas distintos ou entremeados a feldspatos e quartzo. Microscopicamente apresentam feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, hornblenda, titanita, apatita, zircão e óxido de ferro. Allanita e sericita podem estar presentes. Na área do rio Coreaú (In: Costa et alii, op. cit.), os gnaisses tornam-se mais feldspatizados formando faixas paralelas de leucognaisses quartzo-feldspáticos (leptinitos).

Além dos ectinitos gnaissificados, aparecem também quartzitos estruturados concordantemente na sequência regional, constituindo a litologia responsável pelas feições morfológicas de maior destaque dentro do Complexo Migmatítico-gnáissico.

Os quartzitos ferríferos, incluídos no "Pré-Cambriano C" de Costa et alii (op. cit.), são encontrados a oeste de Ibuguaçu, norte da Granja e na zona de cisalhamento de Itaúna. Tratam-se de quartzitos localmente enriquecidos em hematita, por vezes micáceos, formando cristas de direção NE-SO e NNE-SSO, com largura de 500 a 800 metros podendo atingir até 10 km de comprimento. Segundo Costa et alii (op. cit.), os locais de melhor concentração de hematita es

tão situados na zona de cisalhamento de Itaúna, próximo à localidade do mesmo nome. Além dos quartzitos ferríferos citados aparecem quartzitos puros ou com alguma moscovita que, principalmente na base da sequência, quando em abundância, emprestam um caráter xistoso a estas rochas. Os quartzitos puros são maciços, fraturados, formando espessos pacotes nas serras de Dom Simão, Gurgéia, Goiana e Baixo. Através de análise microscópica de uma das amostras desse quartzito, coletada a este de Campanário, constatou-se a presença de quartzo, zircão, moscovita, óxido de ferro e opacos. Contudo, os feldspatos podem estar presentes, pois foram encontrados níveis destes silicatos intercalados na base da sequência. Em geral, passam gradativamente a um gnaisse com biotita e ou anfibólio, antes de cederem lugar aos migmatitos.

As rochas cataclásticas do Complexo Migmatítico gnáissico apesar de não terem sido individualizadas no mapa, constituem extensas faixas distribuídas ao longo dos grandes falhamentos e zonas de cisalhamento existentes na área enfocada. No campo são facilmente identificáveis pela laminação tectônica e quebramento ou, ainda, pela xistosidade de cisalhamento que as mesmas apresentam. Nas áreas mais atingidas pela cataclase é frequente uma intensa cloritização e epidotização, conferindo à rocha uma cor esverdeada. A paragênese original geralmente está modificada e, segundo Costa et alii (op. cit.), formam-se associações de albita epidoto, moscovita, sericita e clorita. A presença da clorita e dos porfiroclastos de microclina indicam provavelmente, um fenômeno de "diaftorese" ou metamorfismo retrógrado, decorrente das transformações da rocha promovidas pelo decréscimo da pressão e da temperatura. Os tipos representativos

mais frequentes são cataclasitos, biotita-granada-gnaisses cataclásticos, quartzito cataclástico, migmatito cataclástico, milonito-gnaisses e ultramilonitos.

Ainda fazendo parte do contexto litológico regional aparecem faixas de piroxênio-granulitos e piroxênio-anfibolitos encontradas, respectivamente, no trecho Granja-Camocim (In: Costa et alii, op. cit.) e na serra da Goiana. No primeiro caso a rocha apresenta-se constituída de quartzo e, em proporções menores, de hiperstênio e granada. Na serra da Goiana a rocha é constituída, essencialmente, por cristais negros de minerais ferromagnesianos entremeados com cristais brancos de feldspato, apresentando ainda hornblenda, augita diopsídica, plagioclásio, quartzo, titanita, apatita, allanita, opacos, sericita, epidoto-zoizita, serpentina e óxido de ferro.

Os processos de migmatização que atingiram o Complexo Migmatítico-gnáissico apresentaram intensidades variáveis, ocasionando, desta forma, um quadro complexo para caracterização do seu grau metamórfico. As associações minerais encontradas foram as seguintes: quartzo-plagioclásio-feldspato alcalino-hornblenda-titanita-apatita-zircão-sericita-allanita e quartzo-plagioclásio-feldspato alcalino-biotita-granada (almandina)-apatita-turmalina-zircão-cordierita (?) nos gnaisses; quartzo-epidoto/zoizita-feldspato alcalino-plagioclásio-tremolita/actinolita-clorita-zircão-leucóxênio-titânio nos gnaisses calcossilicáticos; plagioclásio intermediário-feldspato alcalino-augita diopsídica-hornblenda-titanita-biotita-epidoto/zoizita-allanita-zircão-sericita-carbonato-zeólito nos migmatitos, além da facies piroxênio-granulítico descritas anteriormente. Enquadrando es

tes resultados de análises petrográficas no modelo metamórfico estabelecido por Miyashiro (1975) constatou-se que a área em apreço foi submetida a variações de temperatura e pressão com intensidades bastante variáveis. Nas assembléias citadas, as associações plagioclásio-hornblenda e plagioclásio-biotita-almandina caracterizam a fácies anfibolito. A coexistência da augita diopsídica, hornblenda e epidoto/zoizita nas rochas calcossilicáticas, caracterizam um ambiente metamórfico de temperatura média a alta, com pressão moderada. Os piroxênio-anfibolitos e piroxênio-granulitos no conceito metamórfico de Turner & Verhoogen (1960), reforçam estas idéias, mostrando ter existido áreas que sofreram grau metamórfico de temperaturas e pressões elevadas, que devem ser associadas às zonas dos migmatitos homogêneos, e áreas de pressão e temperatura medianas ligadas às rochas de grau mais baixo de metamorfismo.

#### 5.2.2 - Grupo Martinópolis (pCm)

O termo Grupo Martinópolis foi usado informalmente, pela primeira vez, por Brito Neves (1975) quando se reportava ao Pré-Cambriano "A" de Costa et alii (1973). Posteriormente, Otávio Barbosa (1978) usa o termo "Sequência Martinópolis" ao se referir à sequência de quartzitos, xistos, filitos e metagrauvacas de baixo grau metamórfico presentes no "Graben de Martinópolis".

Neste Projeto foi adotado o termo Grupo Martinópolis para definir a sequência de quartzitos, xistos e filitos de baixo grau metamórfico, cuja área de ocorrência apresenta uma compleição linear comandada por grandes falhamentos

e tendo seus flancos externos frequentemente coincidindo com os limites da "faixa metamórfica de Martinópolis". É limitada a sudoeste pela serra da Ibiapaba, a norte e noroeste pelas falhas de Jaguarapi, Granja e Martinópolis e a sul pelas falhas de Itacolomy, Casinha e Xixás. A sudoeste é recoberto pelos sedimentos siluro-devonianos da Formação Serra Grande e a nordeste, pelos sedimentos cenozóicos.

O Grupo Martinópolis inicia-se com os quartzitos aqui denominados de Formação São Joaquim, seguidos por um espesso pacote de xistos constituindo a Formação Covão e finalmente, a porção mais superior do grupo constituída por filitos e definida como Formação Santa Terezinha.

O Grupo Martinópolis está condicionado à "faixa metamórfica de Martinópolis" com uma área estimada em aproximadamente, 2.000 km<sup>2</sup>, 80% dos quais são metassedimentos pertencentes a esta sequência. Os 20% restantes são representados por metapelitos do Grupo São José e por unidades mais recentes. As localidades de melhor exposição das unidades do grupo estão situadas na porção ocidental e oriental-meridional da área dos epimetamorfitos. Nas porções central e oriental, coberturas cenozóicas e espesso manto de regolito mascaram as exposições do grupo.

As serras quartzíticas (Formação São Joaquim) encontradas no extremo nordeste formam anticlinais mergulhando para sudoeste. No extremo sudoeste, o comportamento das estruturas regionais e o posicionamento lito-estrutural das unidades constituintes evidenciam um prolongamento do Grupo Martinópolis para sudoeste por sob a sinéclise do Parnaíba.



A disposição não só das unidades do Grupo Martinópolis, como de toda a "faixa metamórfica" é linear, orientada segundo NE-SO, com uma sensível inflexão para SSO na porção ocidental-meridional. Dentro deste contexto, é notório o contraste geomorfológico entre os quartzitos, estratigraficamente posicionados na base da sequência, e os xistos e filitos que lhe são sobrejacentes. Os quartzitos, devido à maior resistência à erosão, formam "cuestas" e terminações perissinclinais com dobramentos holomórficos, originando um relevo irregular com diferenças de cotas da ordem dos 350 metros. As regiões ocupadas pelos xistos e filitos apresentam um relevo dissecado, rebaixado às cotas mínimas de drenagem regional, sendo muitas vezes sobrepujadas pelas coberturas cenozóicas. Exceção se faz aos xistos e filitos que constituem as serras de São José e os flancos da serra da Ibiapaba na porção ocidental da área em apreço que parecem ter sido protegidos pelos arenitos siluro-devonianos da Formação Serra Grande.

O Grupo Martinópolis repousa em ligeira discordância estrutural sobre o Complexo Migmatítico-gnáissico e é sobreposto pelos metapelitos de grau metamórfico mais baixo do Grupo São José. O contato entre estas unidades é geralmente tectônico. Na região de Ibuguaçu (folha Ibuguaçu), ocorrem quartzitos da Formação São Joaquim lado a lado com as rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico, o mesmo acontecendo ao sul de Parazinho (folha Panacuí), onde se observam xistos da Formação Covão em contato tectônico com o mesmo complexo.

A falha de Paulista delimita, na parte central da estrutura, as unidades dos grupos Martinópolis e São José,

comportamento que foi observado em todas as áreas onde aparecem juntas. O contato do Grupo Martinópolis com os sedimentos paleozóicos, Grupo Jaibaras e Formação Serra Grande, é feito por discordância angular e erosiva, sendo também observados com alguma frequência, contatos tectônicos. Com as unidades cenozóicas, representadas pelo Grupo Barreiras Indiviso, Formação Camocim, Coberturas Intramontanas e Depósitos Aluviais os contatos são de natureza angular e erosiva.

O comportamento tectônico da área, revelado pelos grandes falhamentos, pelos mergulhos dos eixos das dobras, pelos dobramentos apertados da região sudoeste da área e, ainda, pelo aspecto geomorfológico e zoneamento metamórfico, leva a crer que existiam estruturas sinclinais pré-Martinópolis, cujas depressões ou calhas foram posteriormente ocupadas pela "faixa metamórfica". Duas das depressões mais significativas seriam a da região de Martinópolis, a mais profunda e a localizada no "trend" regional do vale do Covão, nas quais, atualmente, o grupo se encontra melhor representado.

O comportamento geotectônico da faixa de epimeta-morfitos, mostra que a deposição do grupo esteve sob o comando de movimentos lentos e contínuos de estruturas negativas da crosta, muito provavelmente zonas paraplataformais de idade pré-brasiliana, cujo modelo tectônico não tinha ainda atingido o estágio de uma bacia tafrogênica. Os diversos tipos litológicos do grupo testemunham toda a evolução da sequência, de natureza tipicamente transgressiva, caracterizando um ambiente de sedimentação submetido a um fraco tectonismo com subsidência lenta e contínua. A sedimentação

inicia-se com os psamitos da Formação São Joaquim, de característica continental-litorânea, passando à Formação Covão, que caracteriza o estágio de transição para sedimentação marinha documentada tanto pelas lentes carbonáticas presentes nos sericita-clorita-xistos, quanto pelos níveis carbonosos e manganésíferos existentes nos filitos da Formação Santa Terezinha. Os calcários intercalados sugerem um ambiente fechado, pouco profundo, porém agitado. Os filitos alaranjados ou esbranquiçados, piritosos, encontrados ao sul de Santa Terezinha, denunciam um ambiente redutor, provavelmente de profundidade nerítica.

O pequeno número de datações realizado nos metapelitos do Grupo Martinópolis torna precário as discussões encetadas sobre a idade das litologias constituintes deste grupo. Por outro lado, a veracidade das datações absolutas convencionais tornam-se duvidosas diante dos fenômenos tectônicos, acompanhados por hidrotermalismo, acontecidos em épocas posteriores à formação destes sedimentos. Entretanto, a idade convencional de  $1450^{+53}$  m.a. obtida para uma amostra de filito da Formação Santa Terezinha, embora sem valor como idade absoluta, reflete, de qualquer maneira, uma sedimentação bem anterior à dos metapelitos do Grupo São José, para os quais foram obtidos valores de  $1028^{+40}$  m.a.,  $1228^{+58}$  m.a. e, ainda,  $790^{+29}$  m.a. e que, em conjunto levaram a uma idade isocrônica de  $611^{+66}$  m.a.. Uma análise rápida mostra que todas essas datações tendem a posicionar o episódio Martinópolis, como um evento relacionado a um ciclo "pré-brasiliano".

No contexto regional, uma análise sumária das unidades do Grupo Martinópolis permite notar grandes semelhanças

ças litológicas com sequências ligadas aos cratons de São Luís, Amazônico e São Francisco. Ainda assim, neste trabalho não serão tecidos comentários mais profundos, limitando-se apenas a admitir que existem fortes semelhanças litológicas entre o Grupo Martinópolis e a porção mais superior do Grupo Araxá (Barbosa et alii, 1973), e entre esse mesmo grupo e o Grupo Tocantins (Moraes Rego, 1933). E, ainda, como sugeriu Brito Neves (op. cit.), poderia ser correlacionado ao Grupo Gurupi de Almeida et alii (in: Brito Neves, 1975).

#### 5.2.2.1 - Formação São Joaquim (pCmsj)

Neste trabalho propõe-se esta terminologia para designar os quartzitos basais do Grupo Martinópolis, individualizados e considerados por Costa et alii (op. cit.) como pertencentes ao Pré-Cambriano "A". Tratam-se de quartzitos de cor branca a creme, puros, compactos, ocorrendo em bancos ou em grandes blocos desagregados que, localmente, preservam feições primárias de estratificação.

Os principais afloramentos desta formação representados por quartzitos brancos e bem laminados, encontram-se na folha Santa Terezinha. Ocorrem também nas porções central e NE da folha Martinópolis, formando os serrotes da Tiaia e Apertado e extensos serrotes alongados, interpretados como repetição decorrente de dobramento sequencial, podendo aparecer em sinclinal ou anticlinal.

Além da serra de São Joaquim e dos serrotes da Tiaia e Apertado, a formação ocorre em possantes camadas dobradas com vergências para NO, principalmente na folha Ibaçu e, em menor escala, na de Lambedouro, compondo as

serras do Purgatório, das Flores e de Ubatuba.

Topograficamente, os quartzitos da Formação São Joaquim constituem, geralmente, altos estruturais, contrastando com as outras formações do Grupo Martinópolis que, ao contrário, se apresentam acentuadamente aplainadas. As maiores altitudes regionais em terrenos desta formação, mais concretamente na serra de São Joaquim, atingem os 530 metros.

Morfologicamente, os quartzitos aparecem formando "hogbacks" que se destacam da topografia regional fortemente aplainada. A rede hidrográfica predominantemente dendrítica na maior parte da área passa, nos terrenos quartzíticos, ao tipo dendrítico-retangular não só devido à existência desta litologia como também à influência de falhas e fraturas.

Na região de Paula Pessoa, o contato desta formação com as rochas do embasamento migmatítico-gnáissico é feito através de falhamento de empurrão cujo mergulho, para norte, é de baixo ângulo. Neste local os quartzitos apresentam dobras reviradas com vergências para sul e mergulhos dos eixos para oeste da ordem dos  $15^{\circ}$ .

O contato destes quartzitos com as sequências sobrejacentes - formações Covão e Santa Terezinha - é de natureza gradacional.

Os quartzitos que constituem a serra de São Joaquim apresentam-se estruturalmente arqueados em anticlinais e sinclinais reviradas, com dobramentos simétricos, sub-horizontalizados, (Fotos 03 e 04), onde se observa intensa clivagem de plano axial. Os mergulhos dos dobramentos têm direção NO e amplitude variando de  $25^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  e lineação apresentando mergulhos que variam de  $10^{\circ}$  -  $15^{\circ}$  com direção SO. Oca

sionalmente, observam-se zonas cataclásticas decorrentes das pequenas falhas transcorrentes que cortam transversalmente estes quartzitos.

Na faixa central da folha Martinópolis, aparece a serra da Tiaia, onde se tem notáveis afloramentos da Formação São Joaquim. Esta serra, de formato lenticular alongado, constitui, estruturalmente, um braquianticlinal simétrico de plano axial verticalizado no centro e um pouco inclinado nas bordas. Esta estrutura tem direção NE-SO, mergulhos geralmente da ordem de  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$  e lineação variando de  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ . Na porção norte da estrutura, a lineação apresenta-se com direção NE, enquanto na porção sul a mesma tem direção SO. Os quartzitos da serra da Tiaia são idênticos àqueles da serra de São Joaquim, apresentando, por vezes, menor intensidade na laminação e maior cataclase. Posicionados na porção NE da serra da Tiaia, inseridos nos quartzitos, ocorrem diques acen-tuadamente ácidos, representados por felsitos cujo elevado grau de silicificação foi provocado pelas rochas quartzíticas encaixantes.

Embora separados topograficamente por sedimentos do Grupo Barreiras que recobrem grande parte das rochas pré-cambrianas desta região, os quartzitos dos serrotes Apertado e Cajueirinho são idênticos àqueles que afloram na serra de São Joaquim. Encontram-se estruturalmente em anticlinal assimétrico, constituindo "hogbacks", com eixo de direção NE-SO, mergulhando  $15^{\circ}$  para SO.

Próximo ao contato com os metapelitos das formações Covão e Santa Terezinha observam-se gradações litológicas para o tipo moscovita-quartzito até quartzo-xistos.

Um aspecto que interessa fazer notar em determinados afloramentos destas rochas é a existência do plano de clivagem bem definido e de feições estruturais primárias principalmente naqueles da serra de São Joaquim.

Fato comumente observado e característico, intrínseco nestes quartzitos, e o efeito do tectonismo evidenciado principalmente por intensa silicificação.

Na porção nordeste do Grupo Martinópolis, principalmente no serrote de Apertado, observam-se pequenas falhas transcorrentes, provocando pequenos rejeitos transversais aos quartzitos nesta estrutura anticlinal.

Os quartzitos da Formação São Joaquim, na região de Paula Pessoa, assentam sobre os quartzitos e gnaisses do embasamento migmatítico-gnáissico e estão sotopostos às rochas das Formações Covão e Santa Terezinha. Trata-se de rochas constituídas, quase totalmente por quartzo e, secundariamente, por moscovita, zircão, cianita, turmalina e grãos de opacos. A biotita raramente está presente e, quando isso acontece, aparece disposta segundo o plano de laminação da rocha.

No setor ocidental da área estas rochas apresentam-se esbranquiçadas, de granulometria fina à média, compactas, catacladas e, ocasionalmente, fortemente laminadas tectonicamente, estratificadas em bancos grosseiros e delgados e constituídos principalmente de quartzo com ocasionais níveis micáceos e/ou arcoseanos.

Apresentam dobramentos holomórficos com fechamentos perissinclinais, bem visíveis nas serras da Timbaúba, Ubatuba e Ibuaçu, cujo "plunge" mergulha para SO, por sob a

Sinéclise do Parnaíba. Os níveis de granulometria mais fina estão situados na parte média das escarpas, observados ao sul de Petimbu, a oeste de Ibuaçu, respectivamente, serra do Covão e Ibuaçu, e a sudeste de Boqueirão dos Almeidas, no centro da serra de São Joaquim. Nestes locais, geralmente associados aos espécimes de granulometria mais fina são vistos, também, delgados bancos micáceos intercalados.

Na serra da Viçosa, a este de General Tibúrcio, folha Lambedouro, o quartzito forma uma terminação perianticlinal com "plunge" voltado para NE. Esta rocha apresenta-se bastante cataclásada com microfraturas preenchidas por "maclas" de muscovita. Em exame microscópico deste quartzito foram identificados quartzo, sillimanita, muscovita, rutilo, zircão e opacos.

Quando ocorre transição para as rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico, os níveis quartzosos puros tornam-se ocasionais e, mais próximos à zona de contato, muscovíticos, dando à rocha um aspecto sedoso e xistoso. Esta transformação pode evoluir em direção à base, até gnaisses de duas micas, conforme se observa na borda sul da serra da Timbaúba e borda norte das serras de Ibuaçu e Santana e, também, no flanco sudeste da serra das Flores.

Na localidade do Saraiva, no serrote situado entre o vale do Ubari e a serra Timbaúba (folha Ibuaçu), o quartzito toma uma tonalidade cinza, com foliação rudimentar, onde são vistos seixos de quartzo alongados, estirados tectonicamente, medindo até 5 cm. Apresenta-se cataclásado e com pequenas lamelas de muscovita distribuídas, principalmente, ao redor dos seixos.

No topo das serras da Ubatuba, Flores, Timbaúba e



Viçosa, com exceção da porção norte da serra da Santana, onde afloram moscovita-quartzitos e até moscovita-xistos, dominam quartzitos puros, finos a médios, esbranquiçados, formando bancos grosseiros, compactos e sem estratificação. Nas proximidades dos flancos a rocha quartzítica torna-se mais porosa e com tonalidade cinza-alaranjado.

É frequente a ocorrência de pequenos bolsões de aluviões mineralizados em ilmenita e magnetita, nos riachos encachoeirados que descem das vertentes. Estruturalmente, estas serras quartzíticas constituem remanescentes de dobramentos holomórficos gerados pelos quartzitos, cujos "plunges" mergulham nas serras da Ubatuba, Flores e Ibuáçu, para sudoeste e, nas serras da Viçosa e Timbaúba, para nordeste. Morfologicamente, constituem-se de chapadões com leves mergulhos no sentido dos "plunges" dos dobramentos, onde se desenvolve um relevo colinoso, cujos flancos são abruptos e geralmente cuestiformes ou em forma de "hogbacks".

Ao microscópio estes quartzitos apresentam-se essencialmente constituídos por grãos de quartzo em sua maior parte estirados e recristalizados, por cianita em cristais fraturados por vezes encurvados e por finas palhetas de moscovita. Em menores proporções estão presentes zircão, apatita, turmalina, rutilo e grãos de opacos.

Os quartzitos da Formação São Joaquim são rochas que sofreram grandes esforços tectônicos e cataclásticos, que deformaram seus minerais constituintes a ponto de, em determinadas áreas, atingir alto grau de pulverização, provocado por uma milonitização acentuada. As vezes, notam-se estruturas de fluxo decorrentes do tectonismo sofrido pelos constituintes mineralógicos.

Microscopicamente os quartzitos de Cajueirinho são compostos essencialmente de quartzo deformado e recristalizado, formando mosaicos onde os grãos mostram denteamento e extinção ondulante, resultantes dos efeitos dinâmicos a que a rocha esteve sujeita. Moscovita, leucoxênio, turmalina, opacos e óxidos de ferro também estão presentes.

Em alguns afloramentos da serra da Tiaia ocorrem quartzitos holocristalinos de coloração branca a creme, intensamente laminados, de granulação média, nos quais o único acessório é praticamente a moscovita, não ultrapassando os 2% e concentrando-se principalmente nos planos de laminação.

Intenso fraturamento, com preenchimento quartzoso, indicando recristalização é observado em toda a sequência quartzítica que constitui a Formação São Joaquim.

Noutros locais, como no serrote de Apertado, observa-se uma estrutura com fraca xistosidade e até maciça, devido ao elevado grau de silicificação que afetou estas rochas.

Na região de Paula Pessoa, estes quartzitos são recristalizados e bastante tectonizados, apresentando - se, no sopé da serra, intensamente dobrados e com clivagem de plano axial sub-horizontalizadas. As dobras são reviradas, crenuladas e, em determinados locais, obliterando a presença do acamamento.

A sedimentação, intimamente relacionada com movimentos verticais ao longo de antigas geossuturas, iniciou-se por material constituído por areias quartzosas, por vezes micáceas, que posteriormente (1.150 m.a.) seriam meta

morfisadas constituindo hoje os quartzitos da Formação São Joaquim.

No Ciclo Brasileiro verificou-se um rejuvenescimento de SE para NO, ocasionando um intenso redobramento regional destes quartzitos provocando o aparecimento da falha inversa de Itacolomy.

#### 5.2.2.2 - Formação Covão (pCmc)

A unidade para a qual se propõe a designação Formação Covão compreende litologias do tipo moscovita-quartzoxisto, biotita-moscovita-quartzoxisto, biotita-quartzoxisto, clorita-biotita-quartzoxisto, sericita-clorita-xisto e lentes carbonáticas intercaladas. Anteriormente, Costa et alii (1973) ao desenvolverem pesquisas nesta região, reuniram estes xistos, filitos e quartzitos numa sequência que denominaram de "Pré-Cambriano A".

Estes xistos têm uma distribuição bem diversificada, com afloramentos mais típicos ao longo do vale do Covão, situado entre as serras do Purgatório e Flores (folha Ibuaçu). Afloramentos significativos também ocorrem a norte da serra de São Joaquim, nos povoados de Independência, Trapiá, Casinha, (Foto 05), Boa Vista e trechos do rio Coreaú (folha Santa Terezinha), a noroeste de Paracuí (folha Panacuí) e a norte da cidade de Martinópolis (folha Martinópolis), sendo aí parcialmente recobertos por sedimentos cenozóicos. Constituem faixas alongadas, geralmente na direção SO-NE, acompanhando o desenvolvimento regional.

Os xistos que dominam na Formação Covão são mus

covita-quartzo-xistos e sericita-clorita-xistos. Os primeiros, ocorrem abundantemente nas proximidades da falha de Ibuguaçu (vale do Covão) e em trechos do rio Coreá. São predominantemente de cor cinza claro, maciços, compactos, de granulometria fina, micáceos, de foliação proeminente, apresentando por vezes nódulos alongados de quartzo inclusos na foliação. Os principais minerais, tais como muscovita e quartzo, estão arrumados em bandas alternadas, deformadas e frequentemente, dobradas e falhadas. Em análise microscópica, além de quartzo e muscovita, foram observados biotita, turmalina, plagioclásio por vezes sericitizado, zircão, óxido de ferro e ainda, a orientação paralela ou sub-paralela das bandas quartzosas e micáceas e pequenas proporções de material argiloso.

Nas regiões do vale do Covão e do povoado de São José, os muscovita-quartzo-xistos evoluem gradativamente até sericita-clorita-xistos passando antes por biotita-moscovita-quartzo-xistos, biotita-quartzo-xistos e clorita-biotita-quartzo-xistos, obedecendo rudimentarmente a um zoneamento metamórfico. Na serra de Viçosa passam lateralmente a um moscovita-quartzito, frequentemente concentrado na zona de transição da Formação Covão para a Formação São Joaquim. A norte da falha de Itacolomy exibem pequenos cubos metálicos (pirita?) e forte clivagem de plano axial decorrente de intenso microdobramento. A noroeste de Paracuí (folha Paracuí) apresentam leitos grafitosos, milimétricos, concordantes ou não com a xistosidade.

Os sericita-clorita-xistos, marcam geralmente a proximidade da região de contato com os filitos da Formação Santa Terezinha. São abundantes, principalmente ao sul das

serras de Ubatuba e Purgatório (folhas Ibuçu e Ibuguaçu) e trechos do rio Coreaú e arredores (folha Santa Terezinha). Tratam-se de rochas de cor cinza esverdeada, algo sedosas, de superfície brilhante, deformadas, constituídas essencialmente de sericita, palhetas delgadas e esverdeadas de clorita e quartzo em grãos disseminados por toda a rocha ou formando bandas alternadas com as bandas micáceas. Ao microscópio foram observados plagioclásios parcialmente sericitizados e disseminados nas bandas quartzosas, aparecendo em pequenas proporções biotita, leucoxênio, rutilo, óxido de ferro e opacos.

A Formação Covão assenta sobre os quartzitos da Formação São Joaquim e sobre as rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico. Cede lugar à Formação São Joaquim de forma lenta e gradacional, passando antes por litologias como quartzo-xistos e moscovita-quartzitos. Do Complexo Migmatítico é separado por falhas como pode ser observado no povoado de Casinha (folha Santa Terezinha).

A Formação Covão é sobreposta em maior frequência pela Formação Santa Terezinha, fazendo com esta um contato gradacional, marcado geralmente pela passagem de sericita-clorita-xistos para filitos. Das outras unidades que também lhe são superiores, como os grupos São José e Jaibaras, a Formação Covão está separada bruscamente pelas falhas de Maravilha, Martinópolis, Lagoa Grande e outras de pequena expressão. Ainda assentam sobre os xistos Covão sedimentos do Grupo Barreiras e da Formação Camocim (folha Martinópolis), ambos em discordância erosiva e angular.

A Formação Covão deve representar para o Grupo

Martinópolis um estágio de transição de sedimentação litorânea para marinha testemunhada pelas lentes carbonáticas incluídas nos sericita-clorita-xistos e depositadas em ambientes fechados ou de pouca comunicação com o mar surgidos durante a transgressão marinha.

#### 5.2.2.3 - Formação Santa Terezinha (pCmst)

Os filitos individualizados por este Projeto como Formação Santa Terezinha, correspondem a uma sequência composta de clorita-sericita-filitos, quartzo-filitos e filitos ardósianos. Ocorrem ao norte da falha de Paulista, na parte central da estrutural sinclinal onde alteram-se com os xistos da Formação Covão. Outras ocorrências afloram na região a oeste de São Miguel, a sul de Santa Terezinha, na serra de São José e na região de Oitís, estando presentes, portanto, em quase todas as folhas que englobam a área dos epimetamorfitos do Grupo Martinópolis.

Formam superfícies morfológicamente aplainadas onde se desenvolve um espesso manto regolítico. Exceção se faz às regiões serranas situadas nas proximidades da serra da Ibiapaba e flanco sudoeste da serra de São Joaquim, onde o relevo acidentado favorece o aparecimento de bons afloramentos. O padrão de drenagem é do tipo dendrítico, com algumas modificações locais comandadas pela tectônica regional, onde correm riachos aproximadamente perpendiculares aos "trends" estruturais.

O contato desta unidade com os xistos da Formação Covão tem caráter gradativo, muito embora possam aparecer contatos bruscos motivados por falhamentos. Este mesmo com

portamento tectônico pode ser observado com outras unidades litológicas da região. A falha de Pedra, na região situada a noroeste de Santa Terezinha, coloca os filitos e os migmatitos do embasamento, lado a lado, o mesmo acontecendo com a falha de Paulista, onde os filitos se justapõem aos outros metassedimentos do Grupo Martinópolis, e a falha de Maravilha, que põe em contato os filitos e as molassas do Grupo Jaibaras. Não foi observado contato atectônico entre os filitos e os metapelitos do Grupo São José, embora a sudeste de São José, na serra das Formigas, tudo leve a crer tratar-se de um contato deste tipo.

Os filitos da Formação Santa Terezinha são recobertos discordantemente pelas aluviões quaternárias do rio Una, a NE de Martinópolis, e dos rios Sobradinho e Timonha, a oeste de Santa Terezinha.

Em termos gerais os clorita-sericita-filitos são rochas esbranquiçadas, amareladas ou de cores variegadas, sericíticas, com leitões de clorita e quartzo, bem foliados, localmente dobrados, deformados e bem orientados. Ao microscópio apresentam-se constituídos por quartzo, sericita, clorita, zircão, turmalina e óxido de ferro. Em determinados afloramentos podem ser encontrados ainda apatita, leucóxênio, material argiloso, ferruginoso e/ou manganésífero e material grafitoso.

Em afloramentos situados nos arredores de Barração, a noroeste de Martinópolis, e na região circunvizinha a Santa Terezinha, os filitos são bem orientados e constituídos principalmente por sericita, clorita e quartzo. Os minerais acessórios comuns são a turmalina, opacos e zircão. Os cristais de quartzo ocorrem em agregados dispostos paralela

mente às palhetas de sericita e clorita com orientação pri  
mária. Os minerais de ferro aparecem como aglomerados ou  
impregnações nos leitos sericíticos e cloríticos.

No flanco nordeste da serra da Ibiapaba, próximo  
ao topo da ladeira de São José e na região de Oitís, bem co  
mo, ao norte de Paula Pessoa, os filitos apresentam-se seri  
cíticos, esbranquiçados, sedosos, muito quartzosos deforma  
dos e dobrados, formados principalmente por finos minerais  
micáceos e quartzo. Ocasionalmente, apresentam bandas alter  
nadas escuras de material grafitoso, manganésífero e/ou fer  
ruginoso. Ao microscópio apresentam-se constituídos por  
quartzo, sericita, biotita, clorita, turmalina, granada, zir  
ção, minerais argilosos, leucoxênio e opacos.

Os quartzo-filitos são rochas esbranquiçadas, ama  
reladas ou creme, localmente exibindo cores variegadas, de  
granulação fina, compactas, com foliação dobrada e deforma  
da, formadas por bandas de material quartzoso alternadas  
com bandas de material argiloso e micáceo.

No trecho Santa Terezinha - Serra da Viçosa os  
quartzo-filitos (Foto 06) se apresentam cinza claros, quan  
do intemperizados, alaranjados ou em cores variegadas. Pos  
suem laminação fina com planos de foliação dobrados e defor  
mados, observando-se, com auxílio da lupa, a presença de  
grãos detríticos de quartzo, sericita, minerais argilizados  
e ocasionais cristais milimétricos de pirita. Ao microscó  
pio apresentam grãos de opacos, turmalina, apatita, clorita  
e leucoxênio. A clorita pode ou não estar presente, e o leu  
coxênio parece ser proveniente da alteração da titanita.

Os quartzo-filitos ainda estão presentes consti



tuindo uma estreita faixa a oeste do serrote dos Araçás (folha Ibugaçu), onde apresentam as mesmas características supracitadas.

Os filitos ardosianos são de tonalidade cinza, clivagem ardosiana, cujos constituintes microscópicos são quartzo, turmalina, zircão, rutilo, opacos e material argiloso. Apresentam clivagem proeminente e, geralmente, comandada pela presença da clorita e sericita em "lamelas" dispostas paralelamente ao plano de acamamento da rocha. Podem ser encontrados nas regiões de Oitís e São José, localidades estas situadas respectivamente ao sul e sudeste de Ibugaçu, bem como, na região de Curicaca a oeste de Martinópolis e em cortes da estrada Martinópolis-Granja (Foto 07).

Próximo aos falhamentos, os filitos mostram-se mal orientados, dobrados, deformados e com textura cataclástica ou milonítica. Formam uma zona de silicificação, com preenchimento das fraturas, raramente observando-se uma cloritização mais acentuada e o aparecimento de biotita. Em afloramentos situados ao sul de Paracuá, bem como a noroeste das serras da Timbaúba e São Joaquim, são observados veios de sílica criptocristalina preenchendo microfraturas. Contrariamente, na serra de São José, a sudeste de Ibugaçu, os filitos são intensamente cataclasados, porém raramente apresentam microfraturas preenchidas por sílica criptocristalina.

Nas áreas afetadas intensamente pelo intemperismo, observadas ao sul de Martinópolis e nas regiões marginais às coberturas arenosas, os filitos se mostram formando crostas lateritizadas de coloração vermelho-ocre com as

pecto terroso, cujos constituintes originais da rocha se encontram saprotinizados e argilitizados onde, comumente, aparecem "box works" preenchidos por material limonítico. Os filitos tomam aparência de metassiltitos e metargilitos, conforme é observado em corte da estrada Martinópolis Granja (Foto 08). Os falhamentos existentes são mascarados pelo manto de intemperismo da região. Este espesso manto regolítico contribui negativamente para a individualização das litologias envolvidas. Desta forma, nas áreas de ocorrência do Grupo Martinópolis o contato entre filitos e xistos foi definido nos mapas geológicos como de caráter gradativo, delimitando zonas de maior domínio de uma ou de outra litologias citadas.

O metamorfismo a que foi submetida a Formação Santa Terezinha é do tipo epizonal, caracterizado por pressões e temperaturas baixas, da facies xistos verdes, onde estão ausentes os minerais albita e epidoto. A associação mineral dominante é formada por quartzo-sericita-clorita, podendo ocasionalmente aparecer muscovita e biotita. Todavia, a biotita parece estar relacionada às zonas de falhamento ou cataclase.

### 5.2.3 - Grupo São José

No trabalho de mapeamento geológico da faixa dos metamorfitos de Martinópolis foram reconhecidos metasedimentos de muito baixo grau metamórfico com exposições nas regiões de São José (folha Ibaçu), vale do Ubari (folha Iambedouro) e na faixa delimitada pelas falhas de Xixás e Paulista (folhas Santa Terezinha, Martinópolis e Pana-

cuí). Constituem uma sequência metapsamítico-pelítica onde são encontrados calcários, metacalcopelitos, metarenitos, metassiltitos, metagrauvas, metaconglomerados, metacherts, metavulcanitos intercalados e mineralizações vulcanogênicas. Todas estas litologias foram reunidas e individualizadas neste Projeto como Grupo São José, por apresentar, na região de mesmo nome situada a sudeste de Ibuguapu, as melhores exposições da unidade proposta.

O comportamento morfológico da unidade em apreço é diferenciado. Nas proximidades dos flancos da serra da Ibiapaba, onde estão situados o vale do Ubari e a região de São José, forma um relevo áspero, com variações de cotas que chegam a cerca de 200 metros, e encostas com taludes íngremes. Contrariamente, na região onde está a cidade de Martinópolis, o relevo é suavemente aplainado e monótono. As diferenças de cotas aí encontradas são, geralmente, resultantes de pequenos serrotes esboçados por níveis de metacherts ferríferos, os quais se apresentam alongados e alinhados segundo NE-SO. Em análise fotogeológica se apresenta com tonalidade esbranquiçada e textura mosqueada.

As direções estruturais das litologias do Grupo São José são mais ou menos concordantes com aquelas do Grupo Martinópolis. Apresentam dobramentos complexos que revelam assimetria generalizada, vergência variável, anisotropia local e isotropia regional, com reviramento ocasional das microdobras devido a fenômenos tectônicos. Estas microdobras são bem destacadas nos calcários e metacherts ferríferos, onde ainda se individualizam superfícies  $S_0$ . Na região de São José, a sudeste de Ibuguapu, e a norte de Campanário encontram-se estruturas apertadas do tipo "tight-folds" com es

calonamento generalizado. Na falha de Xixás, a noroeste de Uruoca, são encontrados "drags" com movimentos dextrógiros, sugerindo deslocamento transcorrente e movimentação vertical, de idade possivelmente mais antiga. A falha de Paulista, que delimita o grupo a noroeste, parece apresentar o mesmo comportamento tectônico. Na região do vale do Covão a cataclase promovida pela falha de mesmo nome, bem evidenciada nos metapelitos do Grupo Martinópolis, não foi observada nas rochas do grupo em causa.

Em termos geotectônicos, as litologias do Grupo São José situam-se em blocos abatidos, relacionados a tectônica de alívio, cujos contatos com as demais unidades metamórficas da região são por falhas. A leste do meridiano de  $41^{\circ}$ , o Grupo São José foi reconhecido apenas no bloco delimitado pelas falhas de Xixás e Paulista, representado por uma faixa que se inicia a nordeste de Paula Pessoa e se prolonga, no mesmo rumo, até ser encoberta pelos sedimentos cenozóicos. A sudeste faz contato por falha de gravidade e transcorrente com o Complexo Migmatítico-gnáissico, e a noroeste é separado dos metapelitos do Grupo Martinópolis também por falhamento. Na região de Oitís, no extremo sudoeste da área, o Grupo São José está representado de forma análoga à que foi anteriormente descrita, sendo delimitado a nordeste e noroeste por falhas, e a sudeste por cobertura paleozóica. Na região de São José é notório o contato tectônico entre esta unidade e os metapelitos do Grupo Martinópolis, verificando-se este mesmo comportamento na região de Pedra Verde, a sudoeste de General Tibúrcio.

Os efeitos de uma tectônica plicativa e rutural atuante nas rochas do Grupo São José, cujo grau metamórfico

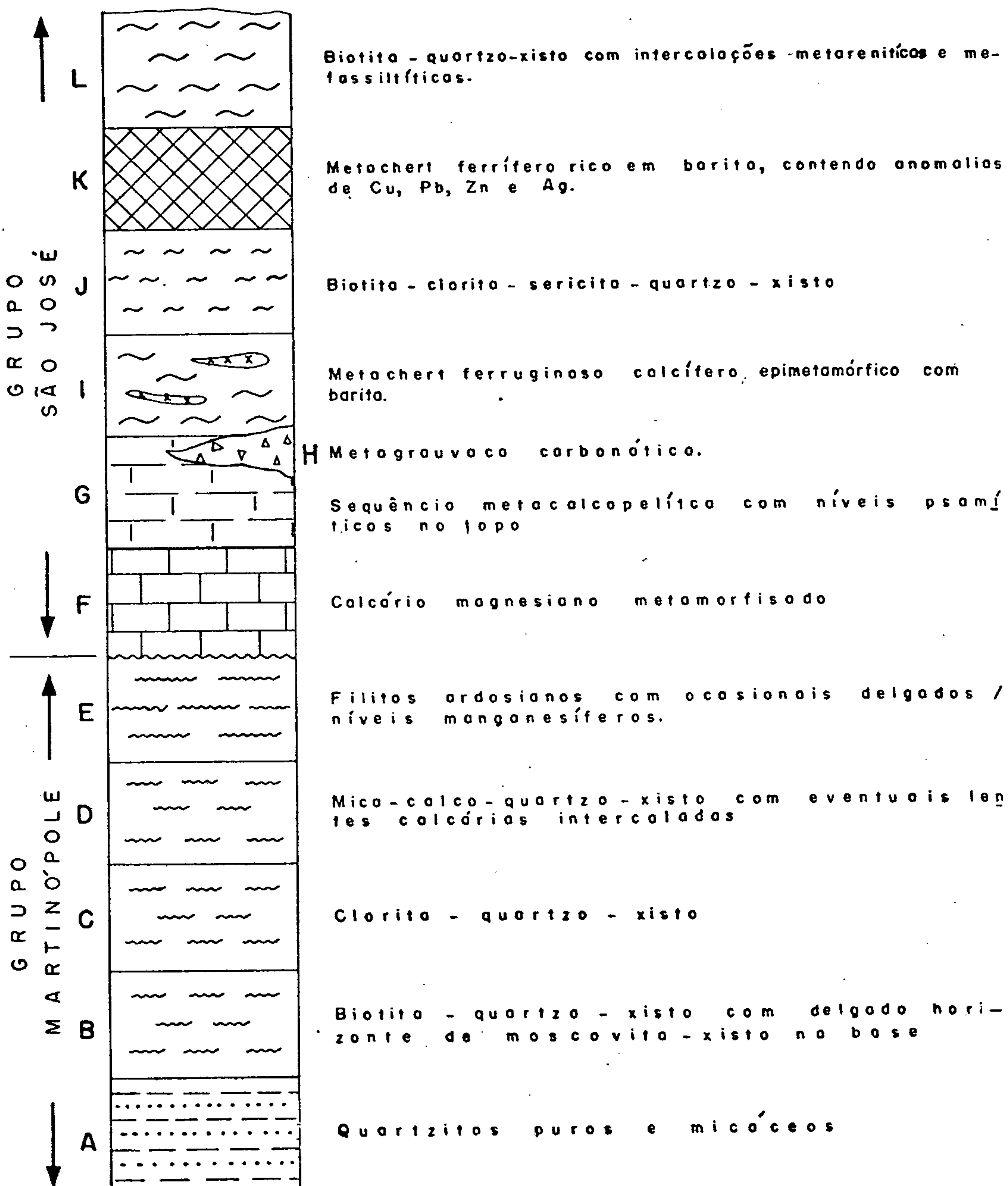
varia de incipiente até xisto verde , dificultaram bastante o estabelecimento da estratigrafia do grupo. Entretanto, os resultados de análises macro e microscópica tornaram bastante evidente a consanguinidade litológica dos tipos aflorantes nos diferentes pontos da área.

No bloco delimitado pelas falhas de Paulista e Xixás, o Grupo São José está representado por metagrauvacas, metapsamitos, metassiltitos, metacherts ferríferos, calcários, metacalcopelitos e metavulcanitos. Contudo, o estágio intempérico destas rochas, o espesso manto de regolito, bem como, o complexo comportamento estrutural observado nos perfís de campo, contribuem de maneira negativa para o empilhamento estratigráfico das litologias desta região.

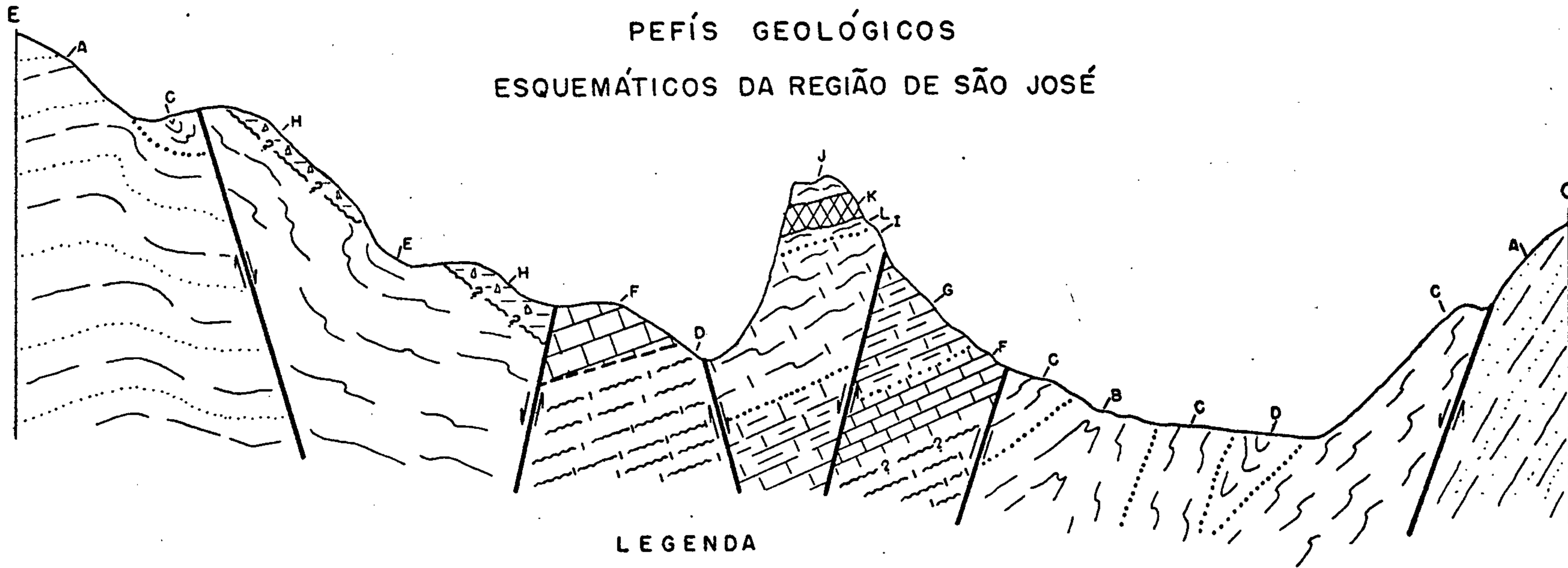
A região de São José revela-se como uma área de grande instabilidade tectônica, onde com frequência ocorrem abatimentos de blocos. Nesta região, o Grupo São José inicia-se com um banco de calcário cristalino dolomítico onde, eventualmente, são encontradas lentes de talco. Em direção ao topo, este calcário evolui para uma sequência de metacalcopelitos, metacalcopsamitos, metagrauvacas carbonáticas e quartzo-xistos epimetamórficos com espesso horizonte de metachert ferrífero, que representa o horizonte guia da sequência (Figs. 07 e 08). As metagrauvacas carbonáticas presentes na região, aparentemente situadas no topo, estão isoladas do perfil por contato tectônico.

Em Oitís, o Grupo São José está exposto na base do flanco norte da serra da Ibiapaba, onde são encontrados quartzo-xistos e filitos ardosianos, análogos àqueles descritos na região de São José, com metachert: manganésífero e

## SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DOS METAPELITOS DO VALE DO COVÃO E SERRA DE SÃO JOSÉ

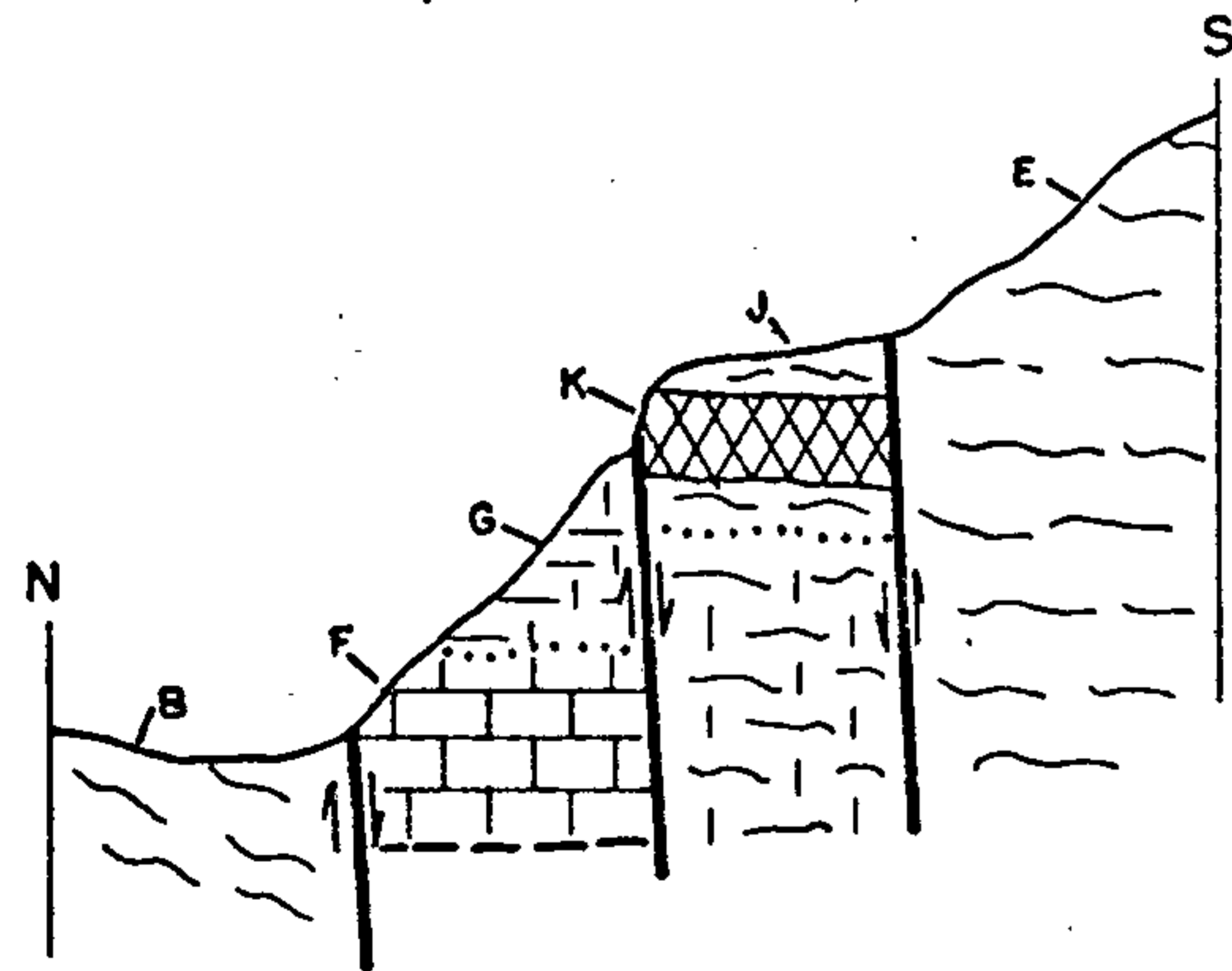


# PEFÍS GEOLÓGICOS ESQUEMÁTICOS DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ



## LEGENDA

- ..... Contato litológico
- Contato litológico provável
- ~~~~~ ? ~~~~~ Discordância
- ////// Falha de gravidade
- A Quartzitos puros e micáceos
- B Biotita - quartzo - xisto
- C Clorito - quartzo - xisto
- D Mica - calco - quartzo - xisto
- E Filitos
- F Calcário magnesiano
- G Sequência meta-catapelítica
- H Metagrauvaca carbonática
- I Metachert ferruginoso calcífero
- J Biotita - clorita - sericita - quartzo - xisto
- K Espesso banco de metachert ferrífero
- L Biotita - quartzo - xisto com intercalações metareníticas e metassiltíticas



ferrífero intercalado. A nordeste da zona mineralizada, que representa a ocorrência do manganês de Oitís, aparecem fragmentos de calcoxistos dispersos no colúvio que cobre a encosta da serra. Este manto coluvial dificulta a esquematização das litologias envolvidas na região. No entanto, as estruturas regionais levam a crer tratar-se de uma sequência litológica similar à de São José, com o mesmo comportamento estrutural, estando situada em blocos abatidos.

Na região do vale do Ubari, o Grupo São José está situado no flanco norte da serra da Ibiapaba, sendo delimitado a norte, leste e oeste por falhas, e ao sul por um espesso manto de tálus, coberturas quaternárias intramontanas e sedimentos paleozóicos. A região se caracteriza como uma zona de grande mobilidade tectônica, estando o Grupo São José representado em blocos abatidos tectonicamente, os quais representam partes de uma estrutura sinclinal. Em função do posicionamento estrutural foi estabelecido que a sequência do grupo nessa região, inicia-se com o quartzito do morro Fedorento, aba leste da estrutura sinclinal, geograficamente situado a leste de Pedra Verde, apresentando contato tectônico com xistos do Grupo Martinópolis. Sobre esses quartzitos em direção ao centro da sinclinal, encontra-se uma sequência epimetamórfica de xistos, intercalada por lentes de quartzitos, filitos e metagrauvacas carbonáticas com leitos metaconglomeráticos. No morro do Angelim, ainda na região do vale do Ubari, aparece uma sequência de metarenitos e metassiltitos ferruginosos que, aparentemente, constituem, neste local, o topo da sequência.

A seguir será apresentada uma descrição sucinta dos tipos litológicos supracitados.



Os calcários são rochas de cor cinza-claro, maciças, estratificadas, fraturadas, de granulação fina, magnesianos e apresentam lamelas de flogopita e leitos esparsos de sílica. Na região de São José afloram em várias localidades, com presença mais expressiva no sopé da serra de mesmo nome, em sua extremidade norte, onde chegam a formar uma sequência de bancos magnesianos na base com intercalações pelíticas no topo, apresentando atitude de  $45^{\circ}/115^{\circ}$  Az e, aproximadamente, 120m de espessura. A sul-sudoeste desta ocorrência num corte onde está melhor exposto, o calcário apresenta microdobramentos que refletem limbo normal com mergulho de eixos da ordem  $15^{\circ}/190^{\circ}$  Az. Na região de Estreito, no leito do rio Coreaú, o calcário aparece com características similares, apresentando também interdigitações com leitos metapelíticos.

A sequência metacalcopelítica compõe-se de calcóxistos parecendo constituir os níveis superiores da sequência carbonática-metapelítica anteriormente descrita. São xistos de baixo grau metamórfico, de cor cinza claro, compactos, textura granoblástica, xistosos e de granulação média. Ao microscópio apresentam cristais de carbonato bem desenvolvidos, quartzo recristalizado, plagioclásio e biotita em palhetas estiradas dando orientação à mesma, além de boa quantidade de óxido de ferro, junto ao filossilicato, e minerais de titânio e apatita em proporções secundárias. Mais próximo ao topo, estes xistos passam a um chert ferruginoso calcífero, onde através da análise espectrográfica semiquantitativa, foram encontrados valores anômalos (expresso em ppm) de Ag-1,5, Ba-5.000, Ni-500 e Co-500. Estes calcóxistos foram encontrados apenas nas regiões de São José,

sotopostos às lentes de metacherts, e Oitís.

Os biotita-quartzo-xistos são sobrepostos às lentes de metachert de São José e Oitís. São rochas de coloração avermelhada devido a impregnação de argila ferruginosa, granulação muito fina, xistosa e rica em mica. Ao microscópio apresentam textura lepidoblástica, com algum efeito tectônico, sendo constituída essencialmente, de quartzo e biotita, com quantidades subordinadas de muscovita e minerais opacos. No seio do conjunto intercalam-se lentes e faixas microscópicas mais quartzosas com aspecto metarenítico ou metassiltítico.

Os quartzitos foram apenas observados na região do vale do Ubari, estando melhor representados nos morros do Angelim e Fedorento. Tratam-se de uma rocha cataclasada, cinza-claro, grã fina, bem laminada e rica em microfraturas preenchidas por material ferruginoso. Na parte mais superior são visíveis acamamentos formados por alternância de leitões brancos, quartzosos, com níveis mais finos de tons cinza-avermelhados compostos por material ferruginoso. Ao microscópio foram identificados quartzo, sericita, material argiloso, óxido de ferro e zircão, todos dispostos em mosaico granoblástico heterogêneo com os grãos de quartzo bem apertados entre si e soldados sob pressão. No morro Fedorento, o quartzito mostra-se intensamente cataclasado, característica esta, imposta pela falha de General Tibúrcio-Santa Terezinha. Em direção ao topo, aparece uma sequência de epimetamorfitos representadas por xistos quartzosos de baixo grau, de cor cinza, que gradam para xistos de coloração esverdeada, de laminação fina, com níveis filiticos alternados, contendo níveis quartzosos brancos. Notam-se microdobramentos nos leitões micáceos,

bem como, uma clivagem de escorregamento tardio. Ao microscópio este xisto é composto de quartzo, biotita, muscovita, estaurolita, granada, clorita, opacos, zircão, turmalina e rutilo com o quartzo formando um mosaico granular bem interajustado, contendo planos sub-paralelos de minerais micáceos intercalados. Ocorrem também porfiroblastos de granada e de estaurolita que ao crescerem deformaram os planos micáceos.

Dentro desta sequência xistosa destacam-se as facies muscovita-quartzo-xisto e sericita-quartzo-xisto, cuja diferenciação é apenas definida pela presença das micas. O filito se apresenta sedoso, de cor cinza-esverdeado, assemblingando-se, localmente, a uma ardósia, com vergência dos dobramentos para noroeste. Ao microscópio é constituído por minerais de sericita, quartzo, clorita, opacos, turmalina, apatita, zircão e rutilo. Mostra boa orientação, sendo composto principalmente por sericita em planos microdobrados, cujas microfraturas subparalelas ou oblíquas à xistosidade se acham preenchidas por óxido de ferro.

Os metassedimentos, expostos no lado oeste da estrutura sinclinal do morro do Angelim, estão representados por quartzitos cataclásticos, metarenitos, metassiltitos e metargilitos, formando uma estrutura de terminação perissinclinal com "plunge" para SO. Estas rochas, com exceção do quartzito cataclástico, apresentam-se, de um modo geral, com tonalidade vermelho castanho, mais clara no metarenito; grã fina, maciça, equigranular e com laminação incipiente. A análise microscópica do metarenito apresentou quartzo, opacos (ferro), material argiloso, fragmentos de quartzito, turmalina e zircão. No metassiltito além dos minerais básicos, foi encontrada sericita, a qual, ocasionalmente,

constitui faixas de segregação dentro da rocha. Não raro, observam-se leitos microscópicos de ferro bandado, que sugerem uma gênese por precipitação química. Em virtude dos metapelitos do morro do Angelim não ocuparem uma posição definida no local, os leitos de ferro referidos acima foram utilizados para uma correlação lito e crono-estratigráfica entre estes metassedimentos e os xistos epimetamórficos de São José, onde estão encaixados os metacherts. A favor da correlação aparecem delgados leitos de metarenito finamente granulado dentro dos xistos epimetamórficos.

As metagrauvacas são rochas compactas, de coloração cinza escuro, de estrutura bandada contendo principalmente, biotita, quartzo e carbonato. Em estudos petrográficos realizados em amostras coletadas dentro e fora da galeria da mina Pedra Verde se constatou que estas metagrauvacas são líticas e constituem uma sequência metassedimentar calcopelítica, formada por metaconglomerado polimicto, calcometaconglomerado brechado, metapelito calco-arenoso e metacalcopelito. A esta série de rochas, aparecem lentes de calcários somente reconhecidas através de sondagens realizadas pela PROMISA (1974).

Na sequência metassedimentar acima, as rochas são compactas, de coloração cinza escuro, de granulometria fina a grosseira, ricas em fragmentos de rochas imersos numa matriz formada por sericita, quartzo, carbonato, opacos, matéria carbonosa, clorita, turmalina, zircão e material argiloso. Os fragmentos de rochas estão representados por quartzito, filito, sericita-quartzito, quartzito calcífero, calcofilito, sericita-xisto e calcário. Nos litoclastos mais finos, os fragmentos são menos diversificados, apresentando

apenas fragmentos de quartzo, quartzito e calcário. Todos estes lito-fragmentos refletem a litologia exposta na sequência verificada no morro Fedorento.

As metagrauvacas da região de Pedra Verde, têm sido objeto de estudos bastante detalhados, face a valores anômalos em cobre, zinco e chumbo, comprovados através de análises efetuadas pelo Projeto.

As metagrauvacas da região de São José, ao microscópio, são constituídas de pequenos grãos de quartzo, feldspato e carbonato entremeado por palhetas abundantes de biotita, moscovita e clorita, formando por vezes bandas irregulares. Como minerais acessórios aparecem apatita, zircão, leucoxênio e turmalina.

Os metacherts são rochas bandadas constituídas por leitos alternados de sílica, ferro e/ou manganês, com eventuais níveis enriquecidos em barita. Em São José formam uma sequência ferrífera, medindo aparentemente 10 a 12 metros de espessura, caracterizada por bandas alternadas de ferro e sílica e frequentes leitos de material decomposto, pulverulento e de coloração amarelada, rico em barita e apresentando valores anômalos de Pb, Zn, Ni, Ag e Cu. Os leitos ferríferos são formados por hematita e magnetita, os quais, juntamente com os leitos silicosos, exibem microdobramentos semelhantes a dobramentos penecontemporâneos (Fotos 09 e 11). Todo o pacote está encaixado dentro de quartzo-xistos epimetamórficos.

Esta área foi alvo de recentes estudos de geoquímica realizados pela mineração Saint Joseph (São José), através de abertura de trincheiras (Foto 10) e coleta de amostras de

solo, cujos resultados analíticos ainda não foram avaliados.

Em Oitís, a paragênese do "metachert" é formada por manganês, principalmente, ferro e sílica em leitos alternados, estando o ferro associado ao manganês. Em Estreito, no leito do rio Coreáú, o metachert parece situar-se logo acima do calcário, onde o manganês aparece em forma de blocos enriquecidos em ferro dispersos no solo, o qual, aparentemente, é originário de um nível estratigráfico mais superior. No próprio calcário se observam leitos de material ferrífero, apresentando a rocha muitas semelhanças lito-estruturais com os níveis calcopelíticos observados na região de São José.

Na localidade de Morrinhos, a SE da cidade de Martinópolis, os "metacherts" são formados por ferro e sílica e apresentam um bandamento incipiente. Geralmente, formam cordões alinhados e associados à falha de Xixás. Em análise petrográfica foram classificados como itabirito, sendo constituído por hematita (80%) em palhetas idiomórficas e grãos de quartzo xenoblástico, suturado e com extinção ondulante. A origem dos "cherts" tem sido interpretada por vários autores (H. Schneiderhohn - 1941, Guimarães - 1935, A. Wissink 1972, Hutchinson - 1973, Bouladon - 1977 etc) como proveniente de atividade vulcânica em meio submarino. A paragênese do "metachert" de São José, caracterizada pela presença de Cu - Pb - Zn, pode ser enquadrada na associação pirita - galena - esfalerita - calcopirita estabelecida por Hutchinson (op. cit.), cuja gênese estaria relacionada a rochas vulcânicas calco-alcalinhas. Por outro lado, o fato de terem sido registrados maiores valores de Pb e Zn, poderá significar, segundo Bouladon (op. cit.), que a fonte destas mineralizações

ções seja do tipo distal, isto é, a fonte de fornecimento estaria além dos 40 km.

As rochas vulcânicas mostram, geralmente, uma coloração cinza claro, com tons esverdeados, são maciças, afaníticas, apresentando vênulas de quartzo. A descrição microscópica de um andesito alterado, proveniente de um testemunho de sondagem, apresentou plagioclásio, carbonato, sericita, quartzo, clorita, apatita e opacos. Estas rochas se apresentam intercaladas na sequência metassedimentar do Grupo São José, ou formam tufo vulcânicos dispersos em sua superfície. Foram descobertas em sondagens realizadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM na região de Boa Vista, a nordeste de Martinópolis. Os tufo vulcânicos (dacíticos) foram encontrados em superfície nas proximidades de Palestina (folha Santa Terezinha). Estas rochas caracterizam um vulcanismo notadamente intermediário, estando representado por andesitos, dacitos, riódacitos, riolitos e tufo vulcânicos, em parte afetados por metamorfismo incipiente. Entretanto, não se sabe ao certo se este vulcanismo constitui característica do Grupo São José ou se está também presente fora do bloco delimitado pelas falhas de Paulista e Xixás.

A evolução geotectônica do Grupo São José está aparentemente relacionada a blocos abatidos e confinados dentro do Grupo Martinópolis. Sua sequência litológica documenta um longo período de sedimentação marinha regressiva, na qual se sucederam várias pulsações transgressivas documentadas pelos bancos de calcários intercalados.

A sequência exposta em Pedra Verde mostra o aspec

to escuro, algo carbonáceo das litologias, bem como enriquecimento em pirita, indicando condições euxeníticas de deposição, com falta de oxigênio, e sugerindo ambiente fechado ou ambiente de grande profundidade. As metagrauvacas testemunham brechas intraformacionais e o seu enriquecimento em mineralizações vulcanogênicas indica um processo sintectônico oxógeno. A presença de metacherts sugere um evento tectônico ligado a esse vulcanismo. No entanto, não se pode excluir a possibilidade de serem provenientes da halmirólise de rochas vulcânicas preexistentes.

As datações geocronológicas realizadas em três amostras de testemunhos de rocha vulcânica, pelo método Rb/Sr, apresentaram os seguintes resultados:  $897^{+80}$  m.a. ,  $1303^{+160}$  m.a. e  $720^{+36}$  m.a., cujos valores dispõem-se, razoavelmente, segundo isócrona de  $607^{+67}$  m.a., idade esta que poderá ser atribuída ao tectono-magmatismo Brasileiro.

No que diz respeito a uma possível correlação lito-estratigráfica, os registros litológicos ainda constituem subsídios precários e até certo ponto conflitantes. Entretanto, não pesam dúvidas quanto a uma diferenciação existente entre este grupo e o Grupo Martinópole, tanto do ponto de vista lito-estrutural e metamórfico, quanto pelas potencialidades geoeconômicas. Por outro lado, verifica-se alguma semelhança entre este grupo e o Grupo Bambuí de Costa et alii (op. cit.). Isto, refletido pela similaridade de alguns tipos litológicos, em alguns casos, no grau de metamorfismo e até mesmo, quanto aos fatores tectônicos que comandaram a deposição das duas unidades.



#### 5.2.4 - Diques ácidos (pEda)

Neste grupo estão incluídas as rochas efusivas filoneanas hololeucocráticas, representadas por diques felsíticos e microquartzodioríticos que, quando reconhecidos, apresentam-se associados às rochas pré-cambrianas, preenchendo falhas e fraturas.

Embora esses diques se distribuem irregularmente, um bom número de exposições foi registrado no povoado de Jureminha (folha Paracará), onde dominam aqueles de composição criptocristalina. Outras ocorrências foram registradas a nordeste da serra da Tiaia e nos povoados de Jaguarapi (folha Martinópole) e Batatão (folha Paracará). Os diques podem alcancar cerca de 1 km de extensão e espessura média, em superfície de 2 metros, apresentando uma orientação segundo nordeste e por vezes, este-oeste. Atualmente, estão todos nivelados à superfície do terreno, aflorando sob a forma de blocos arredondados de dimensões variáveis.

No povoado de Jureminha, esses diques estão representados por rocha esbranquiçada, de textura homogênea, isotrópica, constituída essencialmente de fragmentos e cristais de quartzo, distribuídos numa massa fina silicosa. Como encaixante aparecem as rochas da Formação São Joaquim, do Grupo Martinópole. Em análises microscópicas, mostram um arranjo irregular dos cristais de quartzo, recristalizações desse mineral, fragmentações impostas por processos dinâmicos, alguma moscovita e material argiloso.

Na localidade de Batatão, os diques preenchem fratural paralelas a um falhamento pré-cambriano que, atualmente, separa os xistos de Formação Covão dos sedimentos do Grupo Jaibaras.

Na folha Martinópolis, os diques da serra da Taiaia têm como encaixante os quartzitos da Formação São Joaquim enquanto que os de Jaguarapi estão inseridos na falha do mesmo nome. Em ambas regiões, apresentam-se como rochas compactas, maciças, de granulação média, esbranquiçadas, com grandes quantidades de quartzo e feldspato, podendo constituir diques quase contínuos ou apenas blocos espaçados, mas orientados. Ao microscópio, revelam uma textura caótica e uma fragmentação intensa dos minerais ao ponto de alguns já estarem pulverizados. Os cristais podem exibir bordos granulares, extinção ondulante e, nos feldspatos, encurvamento das lamelas. Como principais constituintes aparecem plagioclásio, quartzo, K-feldspato, palhetas de biotita e moscovita, cristais de rutilo, zircão e sericita, cujo aparecimento de certo está associado a eventos cataclásticos que atingiram essas rochas.

Ainda na folha Martinópolis, foi encontrado um dique ácido a intermediário, classificado microscopicamente como microquartzodiorito. No local constitui blocos orientados segundo N-S, com largura da ordem de 6m e extensão de 15m. Trata-se de um microquartzodiorito de cor cinza, compacto, microfanerítico, constituído mineralogicamente de quartzo, plagioclásio saussuritizado, carbonato, clorita, pseudomorfos de ferromagnesianos, feldspato alcalino, opacos, material argiloso, óxido de ferro, zircão, turmalina, rutilo e titanita.

O magmatismo que deu origem a esses diques deve ter ocorrido numa fase tardigeossinclinal, tendo-se manifestado por meio de preenchimento das várias fraturas surgidas durante a fase de alívio dos esforços compressivos que

atuaram no Pré-Cambriano, pressupondo-se que as emissões magmáticas tenham ocorrido nessa era.

#### 5.2.5 - Grupo Jaibaras (€0j)

O termo Jaibaras foi primeiramente empregado por Oliveira e Leonardos (1943), como Série Jaibaras quando se reportavam à sequência sedimentar dobrada, constituída de conglomerados, arcósios, arenitos, folhelhos vermelhos e calcários aflorantes na região de Sobral. Kegel (1958) modificou a designação para "Formação Jaibaras" e, Winge (1967), por sua vez, elevou a sequência à categoria de grupo subdividindo-o em três subgrupos: o basal constituído por conglomerados, arenitos e siltitos, o médio constituído por vulcânicas andesíticas e o superior representado por conglomerados brechóides. Diversos outros autores deram sua contribuição para um melhor conhecimento do Grupo Jaibaras entre eles: Mabesoone et alii (1971), subdividindo o grupo nas Formações Trapiá (basal) e Aprazível e Costa et alii (1973), que substituíram a Formação Trapiá pelas Formações Massapê (conglomerados polimictos), Pacujá (arenitos e folhelhos) e Parapuí (vulcânicas).

Os resultados obtidos pelo Projeto compatibilizam-se, de modo geral, com aqueles a que chegaram os autores acima, tendo sido preservadas as últimas nomenclaturas e subdivisões por eles propostas: Formação Massapê, formações Pacujá e Parapuí, e Formação Aprazível. Estas unidades ocupam blocos delimitados por falhas, com ocorrências distribuídas entre os falhamentos de Jaguarapi e Araçás, ao norte e Martinópolis ao sul. Quando expostas todas as unidades, al

cançam uma faixa aflorante com, aproximadamente, 7 km de largura e cerca de 50 km de comprimento, orientada segundo NE-SO.

Do ponto de vista tectônico, o Grupo Jaibaras, representa uma sequência molássica depositada numa estrutura tipo graben, com rochas vulcânicas associadas, e desenvolvimento no período Paleozóico.

#### 5.2.5.1 - Formação Massapê (COjm)

Oliveira e Leonardos (op. cit.) e Kegel (op. cit.) já faziam menção aos conglomerados algo peculiares que ocorriam na sequência Jaibaras. Entretanto, os primeiros passos no sentido de uma individualização foram dados por Winge (op. cit.) ao posicioná-los no subgrupo basal de sua classificação e, por Mabesoone et alii (op. cit.) ao situá-los na base da Formação Trapiá propondo, inclusive, a denominação Membro Massapê para os mesmos. Finalmente, Costa et alii (op. cit.) definiram estes conglomerados, elevando-os à categoria de formação.

As ocorrências da Formação Massapê na área, caracterizam-se por faixas alongadas no sentido NE, aparecendo frequentemente limitadas por falhas. As exposições consideradas como mais típicas concentram-se nos arredores de Barra do Sairi (Foto 12), Alto do Assovio e NE de Santa Terezinha (folha Santa Terezinha), e a oeste de Paracujá (folha Pacujá). Também foram estudadas ocorrências localizadas a norte de São Miguel (folha Ibuaçu) e a noroeste de Pedra Verde (folha Iambedouro). Nos afloramentos em que a formação está melhor representada, os conglomerados apresentam mergulhos

com valores que atingem  $50^{\circ}$ , predominantemente na direção NNO (Foto 13) e espessuras variáveis, localmente atingindo 200m, como pode ser observado em Bodega (folha Ibuaçu).

Os conglomerados da Formação Massapê são polimictos, brechóides, de matriz areno-ferruginosa e grã fina a média, cimento silicoso, carbonático, argiloso e ferruginoso, coloração vermelho arroxeada, ocasionalmente cinza esverdeada, compactos e com estratificação nem sempre bem definida (Foto 14). Em análise macroscópica observa-se que mais de 50% destes conglomerados são constituídos por fragmentos de gnaiss, granito, xisto, filito, anfibolito, quartzito e outras litologias. Os diâmetros destes fragmentos muitas vezes atingem 40 cm, variando de angulosos a subarredondados (Foto 15).

Ao microscópio foram também identificados, em certas amostras, fragmentos de arenitos, de vulcânicas intermediárias, de sericita-xisto e de sericita-quartzito. Também foram determinados quartzo, sericita, microclina, plagioclásio, moscovita, clorita, zircão, turmalina, biotita, rutilo e apatita, alguns dos quais oriundos dos litoclastos presentes e com claros efeitos cataclásticos.

A diagênese acentuadamente forte que se observa na grande maioria dos exemplares destes conglomerados deve-se provavelmente, à influência de rochas magmáticas, no "graben", representadas pelo vulcanismo Parapuí, que teriam provocado nesses sedimentos uma transformação bastante próxima daquela que se verifica nas rochas epimetamórficas sem, no entanto, transpor o limite que separa diagênese do metamorfismo.

A Formação Massapê é sobrejacente ao Grupo Marti  
nópolis e subjacente à Formação Pacujá. O contato com o Grupo  
Martinópolis é feito de forma brusca, através de falhas  
que, na sua maioria, são gravitacionais. Com a unidade que  
lhe é sobrejacente parece existir um relacionamento bem  
mais estreito denotado por semelhanças de coloração e composi  
ção do material mais fino e pelo decréscimo de granulometr  
ia à medida que se vai alcançando a unidade superior. Trata  
ta-se de um contato gradacional, (Foto 16) que também parece  
processar-se lateralmente, pois se observa a possibilidad  
e de interdigitações da unidade com a Formação Pacujá. Existe  
m casos em que os conglomerados estão em contato com forma  
ções mais recentes, como por exemplo a Formação Camocim,  
de que está separada por discordância erosiva e angular  
(Foto 17).

As características morfológicas, tectônicas e lito  
lógicas apresentadas não só pela unidade aqui referida,  
mas por todas as unidades estratigráficas mais antigas da  
área, refletem bem o ambiente que dominava quando da deposiç  
ão dos sedimentos Jaibaras. Estes caracteres deixam admit  
ir um ambiente cuja evolução teve início com o soerguimento  
diferencial das rochas pré-cambrianas, fenômeno que propor  
cionou a exposição e a erosão intensa destas rochas, culmi  
inando numa estrutura de "graben", onde teriam sido depositados  
os sedimentos molássicos. A Formação Massapê representaria  
o resultado inicial destes processos e poderia, segundo  
Fonseca de Mello(1977) não passar de variação lateral da Forma  
ção Pacujá. Com efeito, os conglomerados Massapê, polimicto  
s, extremamente mal classificados e de granulometria que  
decrece a partir dos falhamentos ativos limítrofes, leva a

considerá-los associados e limitados geograficamente a essas falhas, passando para o interior do "graben" à litologia Pacujá que constituiria a unidade regional mais representativa do Grupo Jaibaras.

O posicionamento crono-estratigráfico do Grupo Jaibaras e conseqüentemente da formação em discussão, está apoiado nas características que o grupo apresenta no contexto regional. Na região de Sobral, faixas de sedimentos do Grupo Jaibaras estão em contato direto com o "stock" granítico de Meruoca sem, no entanto, apresentarem sinais de metamorfismo, o que leva a supor naturalmente, que os sedimentos seriam posteriores ao aparecimento do corpo granítico, o que ocorreu, segundo datações geocronológicas, no mínimo há 530 m.a.. Datações geocronológicas de rochas do Grupo Jaibaras indicam que a sedimentação da sequência se verificou no Cambriano, aproximadamente entre 520 e 510 m.a..

#### 5.2.5.2 - Formação Pacujá (C0jp)

Foi com Oliveira e Leonardos (1943) que surgiram as primeiras referências aos arenitos, arcósios e folhelhos ocorrentes na região de Sobral, definidos por esses autores como pertencentes à "Série Jaibaras". Trabalhos posteriores já citados, forneceram informações de extrema importância permitindo que Costa et alii (1973) individualizassem estas rochas como uma única unidade, que designaram de Formação Pacujá, em virtude dos perfís mais típicos se situarem próximo à cidade do mesmo nome.

Aqui, a Formação Pacujá define um pacote sedimentar formado predominantemente de arenitos de cor vermelha

arroxeadas, folhelhos avermelhados e, subordinadamente, arenitos arcóseos e grauvaquicos. Constitui a maior representação do Grupo Jaibaras na área do Projeto, ocupando áreas relativamente extensas distribuídas entre as falhas de Araçás, Jaguarapi e Martinópolis, com as duas primeiras funcionando como limite norte e a última como limite sul. Aflora nas regiões noroeste de São Miguel (folha Ibaçu), sudeste de Pedra Preta e sudoeste de Morada Nova (folha Santa Terezinha), Morada Nova, rio Coreaú e riacho Sairi (folha Paracurá), e noroeste e norte de Martinópolis (folha Martinópolis).

Tal como a Formação Massapé, ocorre em faixas alongadas de direção NE-SO, cujos limites coincidem quase sempre com falhas. As camadas têm mergulhos entre  $30^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ , embora alcance  $85^{\circ}$  nas proximidades de algumas falhas. O cainimento dominante dos mergulhos é para NO. A espessura da unidade, considerando uma largura média de faixa aflorante de 4 km, é da ordem dos 1.200 metros.

Na composição litológica, como foi dito anteriormente, dominam arenitos medianamente compactos (diagênese média), líticos, micáceos, eventualmente com impregnações manganésíferas, de granulação fina e coloração vermelha-arroxeadas, ocasionalmente com matizes castanha ou cinza, cimento argiloso ou ferruginoso e matriz síltica ou arenosa. Afloram mais frequentemente nos leitos dos rios e riachos em bancos finamente laminados de estratificação paralela ou cruzada.

As análises microscópicas revelaram arenitos bem selecionados, de baixo grau de arredondamento dos grãos, impregnados por óxido de ferro, com composição mineralógica na qual se destacam grãos detríticos de quartzo e feldspato



(microclina e plagioclásio), fragmentos de rochas, placas de moscovita, palhetas esverdeadas de biotita, sericita, turmalina em prismas verde azulados, zircão, rutilo e opacos.

Estes arenitos localmente, cedem lugar a arenitos arcossianos por aumento do teor dos minerais feldspáticos. Os arenitos arcossianos, ao microscópio, além dos feldspatos e das características minerais observadas nos arenitos dominantes, revelaram a presença de fragmentos de quartzito, xisto, filito e pelitos indiferenciados, verificando-se ainda abundância de grãos detriticos em detritos da matriz que é bem menos abundante que nos arenitos anteriormente descritos.

Além de níveis conglomeráticos e lamíticos micáceos, foi identificada também a existência de fácies grauváquicas na sequência arenítica Pacujá. Estas são representadas por arenitos grauváquicos de cor cinza, compactos, formados principalmente de feldspato alterado, quartzo e fragmentos de rochas. São de matriz pelítica metamorfisada, constituída essencialmente de sericita e clorita. Como minerais acessórios aparecem epidoto em prismas, zircão e opacos.

Os folhelhos da Formação Pacujá são de coloração vermelha-arroxeadada, algo micáceos, sedosos, de matriz arenosa argilosa, diagênese média, surgindo, na grande maioria dos afloramentos, intercalados por arenitos, cujos leitões chegam a atingir 30 cm de espessura. Exposições típicas destes folhelhos foram observadas nas localidades de Guaramiranga e Morada Nova, folhas Santa Terezinha e Paracará, respectivamente.

A sequência Pacujá assenta sobre os conglomerados da Formação Massapê ou, como foi admitido anteriormente passa gradual e lateralmente aos conglomerados Massapê. Em qualquer dos casos, a passagem de uma unidade à outra é feita de forma lenta e gradacional, o mesmo não se verificando com outras unidades subjacentes, tais como a Formação Covão, Formação Santa Terezinha e o Complexo - Migmatítico gnáissico com os quais faz contatos bruscos por falhas. No que se refere às unidades que lhe são posteriores, como as formações Parapuí, Aprazível e Camocim, os contatos são sempre discordantes. Assim, diques vulcânicos que constituem a Formação Parapuí cortam discordantemente a Formação Pacujá enquanto que um conglomerado na base da Formação Aprazível, inclusive contendo fragmentos das vulcânicas Parapuí, evidencia discordância estratigráfica a separá-las o que, aliás, pode ser observado a norte do açude de Bodega (folha Santa Terezinha). Quanto a Formação Camocim, ela assenta sobre a Formação Pacujá por discordância erosiva, muito provavelmente angular.

A Formação Pacujá apresenta a continuidade do processo de sedimentação molássica do "graben" Jaibaras, iniciado com a Formação Massapê, correspondendo à fase mais ativa deste processo. As fontes do material sedimentar seriam ainda blocos soerguidos de rochas pré-cambrianas, agora com um grau de retrabalhamento mais acentuado face ao tempo de exposição mais longo e ao transporte mais lento a que foram submetidas. Fonseca e Mello (1977) ajunta à idéia acima, a possibilidade da deposição do material se ter efetuado em ambientes de canal e planície fluviais, ambientes estes, adequados ao tipo de material que compõe a Formação Pacujá.

O aspecto algo carbonoso e a coloração mais escura por vezes observado nos arenitos sugerem uma zona de maior profundidade e de características redutoras.

As rochas desta unidade, o que aliás já acontecia com a Formação Massapê, podem exibir, localmente, compactação muito forte, sem no entanto, transpor o limite que separa a diagênese do metamorfismo, responsabilizando-se o vulcanismo Parapuí por estes efeitos e, especulativamente, as reativações posteriores de lineamentos regionais.

Datações geocronológicas de rochas das formações Pacujá e Parapuí acusaram valores de 510 m.a. a 515 m.a. para a primeira e 500 m.a. para a segunda. Compatibilizando esses valores com o comportamento estratigráfico da sequência Pacujá, não só na área do Projeto como em outras regiões como por exemplo, no município de Sobral, onde o comportamento da Formação Pacujá é, no que se refere ao granito Meruoca, semelhante ao da Formação Massapê, surgem os respaldos indicadores de um desenvolvimento processado durante o período Cambriano.

#### 5.2.5.3 - Formação Parapuí (C0jpa)

As primeiras informações quanto à existência de rochas vulcânicas na região oriental do Ceará foram fornecidas por Oliveira e Leonardos (1943), sendo posteriormente confirmadas pelos demais autores que desenvolveram trabalhos nesta região. No entanto, deve-se a Costa et alii (1973) a designação de Formação Parapuí para referir as rochas vulcânicas constituídas por diques e "sills" de basalto, andesito, traquiandesito, dacito, diabásio e riolito.

to, com frequência espilitizados e querotofirizados. Quanto ao termo Parapuí, ele refere-se à vila de Parapuí, localizada às margens do rio Acaraú na região a norte da área do Projeto.

A Formação Parapuí está representada apenas por rochas do tipo traquiandesito e diabásio, as primeiras ocorrendo em diques orientados em geral para norte e noroeste, e as últimas com uma única ocorrência em forma de soleira. É uma unidade de representação restrita em superfície, com escassas exposições, contando-se entre estas, as da região noroeste de Paracará, a do alto de Ubari e a da localidade de Passagem da Onça nas folhas Paracará, Lambedouro e Ibuacu, respectivamente. Todas estas ocorrências estão intimamente associadas a formações sedimentares, nomeadamente às do Grupo Jaibaras fato que, no entanto, não elimina a possibilidade destas vulcânicas aparecerem encaixadas em rochas pré-cambrianas.

A noroeste de Paracará, a alguns metros do riacho Campo Grande, blocos traquiandesíticos constituem diques orientados segundo a direção noroeste, com espessuras inferiores a 5 metros e encaixados na Formação Pacujá (Foto 18). São traquiandesitos maciços, de granulação fina, propilitizados, mesocráticos, com amígdalas preenchidas por quartzo ou carbonato. Ao microscópio, apresentam textura traquítica bem definida com ripas de plagioclásio saussuritizado, feldspato potássico, opacos abundantes (minerais de ferro), clorita, epidoto-zoizita, tremolita-actinolita, quartzo, sericita, titanita, apatita e leucoxênio. Na localidade de Passagem da Onça, os diques também são traquiandesíticos de características semelhantes.

No Alto do Ubari, uma soleira de diabásio de, aproximadamente, 30 metros de espessura por 500 metros de extensão, posicionada no contato das formações Massapê e Serra Grande, representa a unidade nesta região. Trata-se de um diabásio de cor cinza escuro, compacto, fanerítico, de granulção média a fina. Segundo análises microscópicas, exibe textura subofítica sendo constituída por plagioclásio, feldspato potássico, augita, quartzo, sílica microcristalina, opacos, aparecendo em proporções secundárias clorita, epidoto-zoizita, apatita e óxido de ferro.

O exame das características petrográficas das rochas Parapuí da área, auxiliado por análises comparativas com resultados petrográficos de rochas da mesma unidade nas regiões vizinhas, permitiram concluir que se trata de magmatismo predominantemente intermediário, inserindo-se na Série Potássica de Henker e Becke (1967), que inclui vulcanismo do tipo traquiandesítico. A natureza intermediária é evidenciada pela composição modal dos diques, nos quais dominam o plagioclásio e o feldspato potássico. Vale salientar também a presença de uma fase algo toleítica, denunciada pela soleira de diabásio, cuja composição mineralógica está sustentada em plagioclásio, augita, quartzo, sílica microcristalina e opacos.

Observações quanto ao ambiente em que se desenvolveu o vulcanismo, pressupostamente submarino, foram prejudicadas pela escassez de exposições. Segundo Costa et alii (op. cit.), estruturas em "pillow" lavas e espilitização acentuada das vulcânicas são frequentes em áreas adjacentes, o que comprovaria ambiente submarino ou subaquático para essa unidade. Os dados obtidos no âmbito do Projeto ape

nas evidenciaram uma fase de alteração hidrotermal acentuada, caracterizada por transformações tais como cloritização, sericitização e serpentinitização, que devem ter ocorrido como evento final do vulcanismo.

A disposição das rochas da Formação Parapuí é sempre discordante, com seus diques truncando as formações Massapê e Pacujá. Mesmo no caso da soleira de Ubari, onde a unidade encaixante é a Formação Massapê, verifica-se a discordância angular, traduzida pela horizontalidade das lavas e pelos mergulhos de  $10^{\circ}$  a  $15^{\circ}$  dos conglomerados.

Amostras da unidade, segundo as datações dos pesquisadores da CPGeo USP para rocha total, forneceram valores K/Ar de  $478 \pm 6$  m.a. e  $502 \pm 8$  m.a.. Associando esses dados ao fato das emissões vulcânicas terem truncado no máximo, na escala estratigráfica, a Formação Pacujá, e também à identificação de fragmentos Parapuí nos conglomerados superiores Aprazível, é possível admitir que esta fase de vulcanismo teve lugar no Cambro-Ordoviciano.

#### 5.2.5.4 - Formação Aprazível (COja)

Foi com Kegel et alii (1958) que apareceu pela primeira vez o termo Aprazível, por eles usado para se referirem ao membro inferior da então Formação Jaibaras. Este membro incluía conglomerados com ocorrências típicas situadas na região do povoado de Aprazível. Cobra (1963) elevou-o a categoria de formação, posicionando-a no topo do agora Grupo Jaibaras. Outros autores que trabalharam nessa região, preservaram o posicionamento e classificação estratigráfica de Cobra.

No Projeto Martinópolis, a Formação Aprazível compreende conglomerados brechóides, de matriz arcossiana que afloram ao longo da falha de Araçás, constituindo morrotes orientados segundo NE, na porção norte do "graben" que fica a sudoeste da lagoa do Jaburuna (folha Santa Terezinha). Estas pequenas expressões topográficas se estendem por cerca de 6 km com largura média de 500 metros, apresentando uma vegetação espaçada. Os afloramentos da unidade ocorrem em blocos desordenados ou em bancos espessos não ou mal estratificados. Outras ocorrências menores foram observadas ao longo da falha de Jaguarapi, mas inviáveis à escala de mapeamento usada. Quanto à ocorrência de conglomerados no vale do Ubari, atribuída por Costa et alii (1973) à Formação Aprazível, foi definida como da Formação Massapê, tendo em vista a presença de vulcânicas Parapuí truncando os conglomerados e as características meso e microscópicas dos mesmos.

Os conglomerados de um modo geral são grosseiros, polimictos, compactos, mal classificados, de matriz arenoargilo-calcífera, coloração cinza esverdeada, rósea ou avermelhada, sendo constituído de fragmentos de quartzito, gnaisse, granito, xisto, filito, arenito, calcário, vulcânica e quartzo, em blocos ou grãos angulosos a arredondados e diâmetros com cerca de 10 a 20 cm embora possam atingir 50 cm.

Ao microscópio, além de fragmentos de sericita quartzito, sericita-xisto e vulcânicas intermediárias, foram determinados quartzo, plagioclásio, microclina, moscovita, sericita, zircão, turmalina, biotita, rutilo, apatita e opacos.

A Formação Aprazível assenta sobre arenitos da Formação Pacujá num contato discordante erosivo, uma vez que fragmentos da unidade subjacente e da Formação Parapuí que, geocronologicamente, também lhe é anterior, são encontrados inclusos nos conglomerados.

As condições propícias à sedimentação da Formação Aprazível surgiram com um provável rejuvenescimento em função do soerguimento e afundamento dos blocos falhados, processo que foi acompanhado pelo magmatismo Parapuí. Essas condições, com vista às características petrográficas e sua associação a zonas de falhas, não eram muito diferentes das que existiam na época da Formação Massapê, resultando, como esta, do aporte de material fragmentado das redondezas e do aporte regional de material mais fino, cujo fornecimento vinha se processando desde a deposição da Formação Massapê, o que explicaria a semelhança das matrizes dos conglomerados das duas unidades e do material que compõe os arenitos Pacujá. Fonseca de Mello (1977) acha que a Formação Aprazível poderia representar uma variação lateral da Formação Pacujá.

Os primeiros indícios da evolução cronoestratigráfica da unidade, partem de sua própria constituição litológica e de seu condicionamento estrutural. Com efeito, a presença de fragmentos da Formação Pacujá e Parapuí como constituintes dos Conglomerados Aprazível e o fato da unidade estar restrita ao Graben Jaibaras, cujo estágio de estabilização presume-se ter ocorrido no Ordoviciano, levam a concluir que os conglomerados Aprazível representam a última fase de deposição ocorrida no evento Jaibaras, já adentrando o Ordoviciano.



### 5.2.6 - Sienito de Tucunduba (C0sn)

Nos arredores do povoado de Água Branca, 10 km a sudeste do açude de Tucunduba (folha Panacuí) ocorre um corpo rochoso intrusivo de composição essencialmente sienítica, denominado, genericamente, de serra de Tucunduba, sendo circundado por rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico. Apresenta altitudes de até 500 metros, extensões de 8 km E-O e 3 km N-S. Estruturalmente, ocorre entre duas falhas reativadas após o aparecimento do corpo sienítico imprimindo-lhe forte cataclase.

Análises mesoscópicas do maciço revelaram rochas mesocráticas de cor cinza esverdeada, textura granular orientada, constituídas em maior escala por feldspato e quartzo, os primeiros em pórfiros bem desenvolvidos, alcançando por vezes 5 cm, ou em facóides comumente encontrados nas bordas do corpo. Nas regiões próximas ao contato com migmatitos e gnaisses foram observados hornfels duros, esverdeados, afaníticos, silicificados e, rochas inteiramente milonitizadas, associadas aos falhamentos principais. Verificações ao longo do maciço sugeriram um resfriamento rápido das regiões mais externas, conforme demonstra a homogeneidade dos cristais nesta zona e o aumento de granulometria para o interior do corpo.

Ao microscópio, o sienito apresenta cristais de feldspato geminado segundo a lei de Carlsbad, matriz quartzo-feldspática orientada, estruturas de fluxo, plagioclásios parcialmente saussuritizados, quartzo, cristais de epidoto associados a veios quartzosos, clorita bem desenvolvida e, em quantidade menores, rutilo, zircão, granada, opacos,

sericita e caulinita. Evidências de cataclase são quase sempre observadas, mesmo nas amostras mais interiores, revelando-se por fragmentação dos minerais como feldspato e quartzo, este por vezes triturado e recristalizado.

Costa et alii (1973) interpretaram o Sienito Tucunduba como um evento do Pré-Cambriano. Neste Projeto, com base em datação pelo método K/Ar em rocha total que acusou valores de  $424 \pm 6$  m.a., o maciço foi considerado como um evento do Ordoviciano, associado a tectônica de quebramento que atingiu a área durante o estágio de estabilização da plataforma neste mesmo período.

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

Foi H. L. Small (1913) quem primeiro propôs o termo "Serra Grande" para denominar os sedimentos formadores das "cuestas" que afloram na porção mais oriental da Bacia do Meio Norte, datando-os primeiramente do Cretáceo e, posteriormente, do Carbonífero.

Em trabalhos realizados por Plummer (1948) e Campbell (1947-1949) foi admitida basicamente a classificação anterior. Contudo, este último autor dividiu a Formação Serra Grande em camadas Ipu (sedimentos basais) e camadas Cabeças (os sedimentos superiores).

Bigarella et alii (1965), dataram a Formação Serra Grande do Devoniano Inferior ou; possivelmente, Siluriano Superior.

Posteriormente, Rodrigues (1967), dividiu a formação em questão nos membros Mirador (basal), Tianguá, Jaicós

e Itaim.

Costa et alii (1973), ao realizarem estudos na serra da Ibiapaba, correlacionaram os siltitos situados em cotas de 830 metros com o Membro Itaim e, os conglomerados e arenitos conglomeráticos basais com as camadas Ipu, denominando ainda estes sedimentos de base, informalmente, de conglomerados Ipu.

Em trabalho mais recente, de Carozzi et alii (1975), sobre análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar de toda a sequência siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão, a Formação Serra Grande foi elevada, informalmente, à condição de Grupo Serra Grande e os seus membros foram também elevados à categoria de formação conservando, naturalmente a designação geográfica original. Os autores, reduziram os limites da Formação Mirador e posicionaram todo o grupo no período Eo-Llando-veriano ao Neo-Enisiano, definindo ainda novos membros.

A Formação Serra Grande descrita neste trabalho, corresponde aos arenitos da serra da Ibiapaba, da região de Viçosa do Ceará e parte da borda Nordeste da Bacia do Piauí-Maranhão. Os estudos realizados, restritos à escarpa da serra, não permitiram uma correlação detalhada com as unidades propostas por Carozzi et alii (op. cit.), preferindo-se por isso, seguir a terminologia usada por Costa et alii (op. cit.).

A porção constituída pelos arenitos siluro-devonianos abrangida pela área do Projeto cobre apenas uma estreita faixa da borda noroeste da Bacia do Piauí-Maranhão, com área estimada em 270 km<sup>2</sup>, estando representada nas folhas Ibuguaçu, Ibuguaçu, Padre Vieira e Lambedouro.

O limite desta unidade é registrado por um contor no sinuoso de escarpas esculpidas pela erosão regressiva, originando um relevo cuestiforme característico nas regiões de General Tibúrcio e Ibuguaçu. Este comportamento geomórfico guarda um certo relacionamento com as unidades cristalofilianas basais verificando-se maior erosão e consequentemente maior avanço das escarpas nas regiões sustentadas pelos epimetamorfitos pelíticos, ao contrário do que acontece quando o suporte é constituído por cristas quartizíticas tendo-se neste caso, o prolongamento de faixas de arenitos na direção norte ou nordeste, respectivamente.

Os arenitos constituem espessas camadas com mergulhos suaves para NO, cujo limite setentrional, dentro da área, é marcado por uma linha de cuesta com paredões verticalizados que chegam a atingir 180 metros de altura. Segundo Costa et alii (op. cit.) a espessura do pacote sedimentar, na cidade de Viçosa do Ceará (folha Lambedouro), é da ordem dos 223 metros.

A atuação do intemperismo aliado à diferenciação litológica das camadas propiciaram a formação de patamares escalonados e vales apertados.

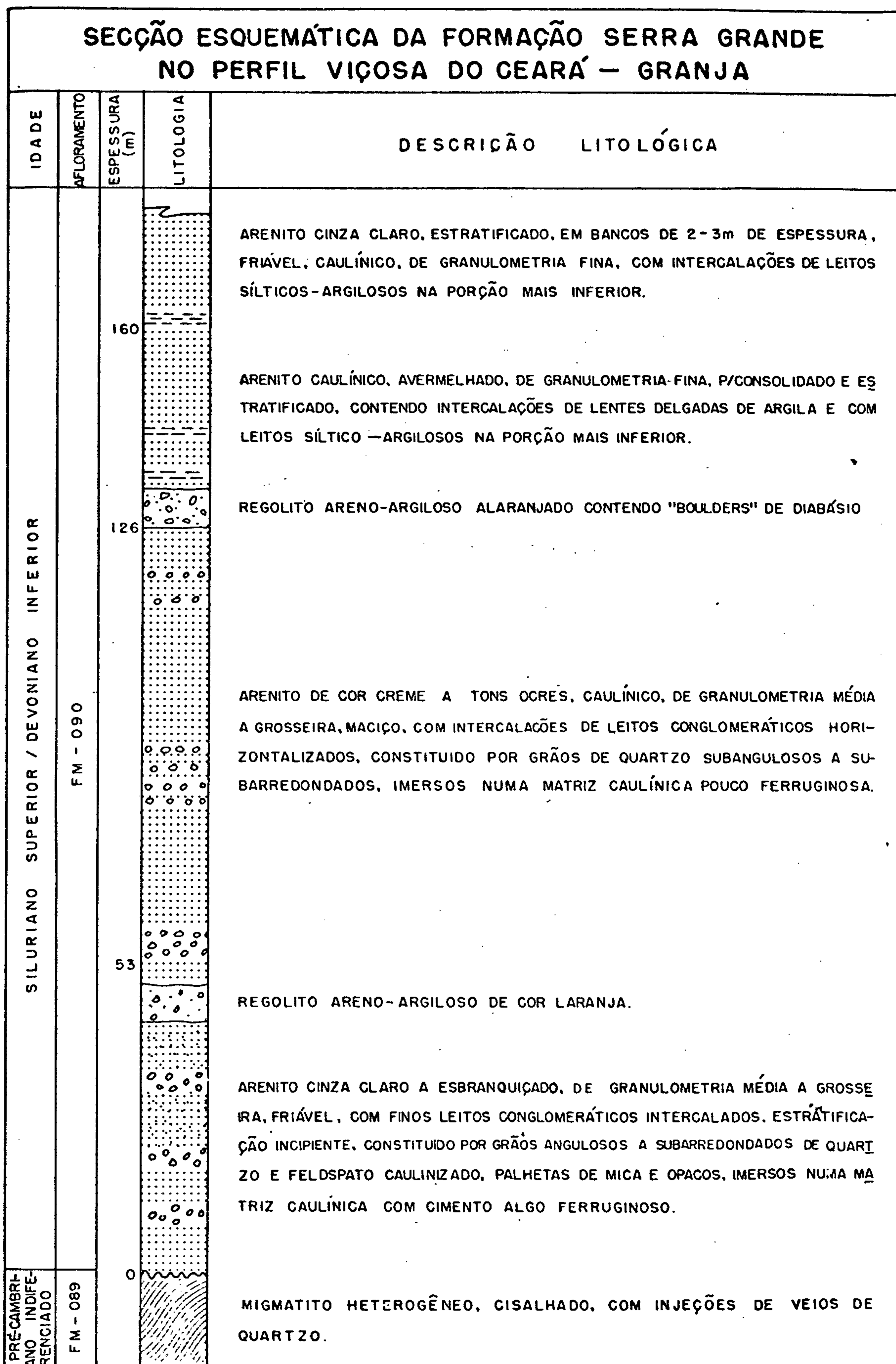
A drenagem é pouco densa, predominantemente consequente e, ocasionalmente, seguindo linhas de fraturas. Mais para oeste no domínio da folha Padre Vieira, observa-se a formação de morrotes isolados, de cotas mais ou menos uniformes quase sempre alongados segundo as linhas de drenagem. No campo, constatou-se uma maior incidência de sedimentos pelíticos na área de frequência destes elementos morfológicos.

O contato da Formação Serra Grande com as unidades subjacentes é discordante e, quase sempre, mascarado por tálus e colúvios.

A Formação Serra Grande é caracterizada litologicamente, por uma sequência de arenitos finos, médios e grossos, com níveis conglomeráticos e delgadas lentes de silte e argilitos (Fig. 09), estratificados, com tonalidades claras de cores cinza, alaranjada, avermelhada e esbranquiçada, por vezes maciços, exibindo diagênese média, de matriz síltica-argilosa-caulínica com cimento argiloso, sílico e ferruginoso.

Ao microscópio revelaram clásticos detríticos, subangulosos e arredondados, constituídos de fragmentos de quartzo, feldspato, opacos e palhetas de mica. Na localidade de Campo Redondo (folha Lamedouro) foram encontrados arenitos finos, esbranquiçados, caulínicos, com intercalações de lentes síltico-argilosas contendo palhetas detríticas de mica e níveis lateritizados. É comum o preenchimento de fraturas por soluções ferríferas.

No flanco nordeste da serra, nas regiões de Pedra Verde (folha Lamedouro) e Ladeira Velha (folha Ibuçu) aparece, no contato com o embasamento, uma sequência com cerca de 80 metros de espessura em que delgadas lentes conglomeráticas alteram-se com bancos grosseiros de arenitos caulínicos, claros, com até 5 metros de espessura, aparecendo depois uma sequência de arenitos mais compactos, finos, avermelhados, com intercalações de lentes sílticas e argilosas e, ocasionalmente, conglomeráticas. Esta diferenciação litológica motivou a formação de um patamar entre os dois hori



zontes, individualizado na paisagem regional.

A Formação Serra Grande foi posicionada no Cretáceo por Gardnei, Crandall, Williams e outros (in: Kegel, op. cit.), cabendo a Small (op. cit.) o posicionamento dos arenitos grosseiros e conglomerados inferiores no Carbonífero. Kegel (op. cit.) concluiu que esta unidade pertencia ao Devoniano Inferior ou Siluriano Superior, devido ao fato de estar subjacente aos siltitos e folhelhos da Formação Pimenteiras do Devoniano Inferior. Bigarella et alii (1965) considerou a Formação Serra Grande afossilífera correlacionando-a à Formação Furnas do Devoniano Inferior/Siluriano Superior da Bacia do Paraná. Brito e Santos (1965), estudando testemunhos de sondagens, encontraram algumas espécies de micro-fósseis comuns às camadas devonianas da série Jatobá de Pernambuco.

Em estudos estatísticos de pólenes de testemunhos de sondagens, Muller (in: Aguiar, 1968) e Brito e Santos (op. cit.), estabeleceram um zoneamento bioestratigráfico da Bacia do Maranhão em zona de I a T. As partes inferiores da Formação Serra Grande contém pólenes da zona T, do Siluriano Superior, correlacionada à biozona da Formação Trombetatas da Bacia Amazônica de idade siluriana (in: Aguiar 1968). Nas camadas superiores encontraram pólenes da zona S situados no período de transição Devoniano Inferior/Siluriano Superior, correlacionáveis ao horizonte inferior da Formação Maecuru do Eo-Devoniano da Bacia Amazônica.

Carozzi et alii (op. cit.), apoiados em estudos de palinologia, geofísica e radioatividade, posicionaram a Bacia do Maranhão no Eo-Llandoveriano ao Eo-Tournairiano, situando o "Grupo" Serra Grande no intervalo Eo-Llandoveriano

a Neo-Emsiano.

Neste trabalho adotou-se o mesmo esquema estratigráfico sugerido por Costa et alii (op. cit.), considerando para esta formação a idade Siluriano Superior/Devoniano Inferior.

No desenvolvimento paleogeográfico da Bacia, a porção basal da Formação Serra Grande marca o início da transgressão marinha, inicialmente restrita às partes mais baixas do embasamento (in: Costa et alii, op. cit.). Carozzi et alii (op. cit.) admite um ambiente de "deltas coalescentes" com suprimento de clásticos grosseiros de várias regiões.

O caráter grosseiro dos arenitos e conglomerados inferiores, seguidos por arenitos finos, com intercalações de siltitos e argilitos, no topo, dentro da área estudada indica que, inicialmente, dominava um ambiente de águas rasas e agitadas, em ambiente nerítico, com abaixamento rápido e contínuo da bacia de sedimentação. Os clásticos finos evidenciam uma sedimentação mais estável relacionada, certamente, a maior profundidade da bacia e à fase final da sedimentação. Os detritos de feldspato, além de sugerirem uma deposição rápida, acusam a influência de intemperismo físico como elemento atuante na gliptogênese das rochas matrizes.

Falando da distribuição ambiental e clasticidade da "Formação Mirador", Carozzi et alii (op. cit.) cita que a disposição das linhas de clasticidade indicam áreas fonte situadas a sudeste (principal), leste, nordeste e norte da Bacia. Desta forma, é possível que as cristas quartzíticas,



e rochas consanguíneas, das serras Ibuguaçu (folha Ibuguaçu), Timbaúba (folha Ibuaçu) e outras serras adjacentes com cotas idênticas, atualmente niveladas ao nível da serra da Ibiapaba, tenham sido a fonte de fornecimento dos constituintes da unidade Serra Grande.

#### 5.2.8 - Diques básicos (Jdb)

O magmatismo básico Mesozóico na área está restrito a ocorrência de alguns diques de basalto e diabásio que se encontram encaixados em rochas do Complexo Migmatítico gnáissico e do Grupo Martinópolis.

Topograficamente, estão nivelados à superfície das rochas encaixantes, ocorrendo em diques de espessura média da ordem de 5 metros, constituídos por blocos arredondados. Sobre esses corpos se desenvolve um solo de coloração marrom bem característica, muitas vezes, servindo como único indício da presença destas rochas.

São rochas típicas de vulcanismo fissural, portadoras de olivina, aparecendo melhor representadas a norte da vila de Paula Pessoa (folha Santa Terezinha), a este-sudeste de Granja (folha Paracará), a sudeste de Campanário (folha Uruoca) e a sudeste de Pedra (folha Ibuaçu), a cerca de 2,5 km deste vilarejo.

A norte de Paula Pessoa a rocha é um basalto (Foto 19) compacto, proeminentemente fraturado, homogêneo, de coloração cinza escuro, granulação fina, apresentando, em microscopia, ripas de plagioclásio cálcico, cristais de augita, grande quantidade de opacos, pequenos prismas de apa

tita, clorita e carbonato. Junto aos cristais de piroxênio e de opacos, foram observados grãos de vidro de cor parda, parcialmente, desvitrificados. Como rocha encaixante aparecem os quartzitos da Formação São Joaquim do Grupo Martinópole.

A este de Granja e sudeste de Campanário e Pedra, a rocha é um diabásio meso a melonocrático, granulometria fina a média, com bastante olivina, outros ferromagnesianos e feldspato, aparecendo como encaixante rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico. Análises microscópicas revelaram uma matriz constituída por ripas de plagioclásio, entremeados por augita e material criptocristalino. No seio desta matriz destacam-se cristais do próprio plagioclásio e/ou olivina aparecendo, por vezes, em aglomerados. Foram ainda determinados opacos, leucoxênio, clorita, óxido de ferro e carbonato.

O magmatismo que deu origem a esses diques deve estar relacionado ao derrame ocorrido na bacia do Meio-Norte, o qual teria preenchido um fraturamento preexistente, resultante da primeira fase da reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) da plataforma brasileira. Com vista a boa margem de probabilidade da correspondência proposta, como também a datação absoluta de  $178 \pm 6$  m.a. obtida pelo Projeto para o basalto de Paula Pessoa, e a interpretação de Caldasso e Hama (1978) para o magmatismo da bacia do Meio-Norte, os diques estudados foram considerados como do Mesozóico, mais precisamente do Jurássico, quando teria ocorrido uma segunda etapa da reativação citada anteriormente.

### 5.2.9 - Formação Camocim (Tc)

Pesquisas desenvolvidas por Costa et alii (op. cit.), na região litorânea do Ceará, registraram entre o Vale do Acaraú e a região de Chaval faixas de sedimentos grosseiros com características estratigráficas, litológicas e estruturais divergentes do que, até então, era concebido como Grupo Barreiras ao qual se atribuem todas as unidades pós-cretáceas da costa do Nordeste Oriental, exceto a Formação Pirabas. Tratava-se portanto de uma unidade ainda não estudada, para a qual propuseram a denominação de Formação Camocim, de acordo com a localização do afloramento e perfil típico escolhidos que se acham representados numa falésia da baía de Camocim, na praia do Farol, zona litorânea da cidade de Camocim. Nesta mesma localidade verificam-se as espessuras máximas da unidade que variam de 15 a 20m, ficando a média geral em torno de 10m.

Na área do Projeto Martinópolis a existência deste sedimento foi amplamente reconhecido, caracterizando-se essencialmente por um conglomerado grosseiro, muitas vezes encontrado em estágio de cascalheira, de cimento sílico-ferruginoso e seixos centimétricos de composição quartzosa e quartzítica. Teve desenvolvimento mais acentuado nas regiões relacionadas às rochas metamórficas, embora não se ache inteiramente ausente das áreas dos sedimentos paleozóicos.

Os contatos, tanto com as unidades sobre as quais assenta, Jaibaras (Foto 20) e embasamento cristalino, como com o Grupo Barreiras, que lhe é sobrejacente, fazem-se por discordância.

A Formação Camocim não oferece um controle rígido

de ocorrência, podendo ser encontrada em qualquer ponto da área. Entretanto, ao se atentar para maior densidade de exposições, verifica-se que elas estão ligadas às ocorrências do Grupo Barreiras em terrenos cristalinos ou às do Grupo Jaibaras, o que não deixa de ser uma consequência direta do seu posicionamento estratigráfico. Alguns exemplos encontram-se a norte da cidade de Martinópolis (folha Martinópolis), tanto à esquerda como à direita da estrada que parte desta cidade para a vila de Parazinho. Outras regiões que também expressam esse relacionamento situam-se em Independência, Lagoa do Jaburuna e no rio Coreaú (folha Santa Terezinha).

Nos terrenos do Grupo Martinópolis verificam-se extensões consideráveis da formação em questão, como as observadas na região das fazendas Boqueirão e Salão (folha Martinópolis). Outras ocorrências catalogadas estão próximas a Uruoca, às margens da estrada de ferro que une esta cidade a Martinópolis (folha Uruoca).

A Formação Camocim moldou o relevo predominante na época, com uma típica deposição horizontal (Foto 21), formando atualmente morros de pequena expressão, ou preenchendo paleo-canais escavados nas rochas mais antigas. Em seu relacionamento com o Grupo Barreiras, aflora nos sopés dos tabuleiros constituídos pelo mesmo. Em algumas ocasiões, o grupo acima aparece preenchendo paleo-canais escavados na Formação Camocim, fenômeno este muito bem representado no perfil situado na rodovia CE-71, trecho Granja Paula Pessoa (folha Santa Terezinha).

Os limites definidos para as áreas de ocorrência

da unidade, resultantes do tratamento de dados obtidos na fotointerpretação e das evidências de campo, determinam um relacionamento inferior com rochas pré-cambrianas e paleozóicas, e superior com rochas cenozóicas.

A Formação Camocim quando assenta sobre rochas pré-cambrianas, o faz sobre um manto de alteração proveniente destas, sugerindo a existência de uma fase de não deposição acompanhada por meteorização atuante o que individualiza uma relação discordante que é, não só erosiva como angular face as orientações observadas nos sedimentos naquelas rochas. Com rochas paleozóicas do Grupo Jaibaras, esse aspecto não é muito notório. Todavia, é de se esperar o mesmo comportamento face a idéia, já bem aceita para o Nordeste, de um ciclo morfológico de aplainamento entre o fim do Oligoceno e início do Mioceno. A porção mais superior da unidade está em contato com o Grupo Barreiras, numa relação em que a presença da laterização de paleo-canais, estes preenchidos por rochas do Grupo sobrejacente, deixa que se faça alusões a uma discordância erosiva entre a Formação Camocim e o grupo acima mencionado.

Litologicamente a Formação Camocim está representada por sedimentos conglomeráticos grosseiros, de cimento sílico-ferruginoso, compactos, destacando-se entre seus componentes fragmentos de quartzo e quartzito, em seixos que variam desde arredondados até angulosos. Trata-se de um conglomerado mal selecionado com diâmetros dos seixos atingindo 10 cm, muito embora predominem os de 3 a 4 cm. O grau de retrabalhamento observado é pouco acentuado, sugerindo pequeno transporte. A coloração decorre em grande parte do cimento ferruginoso e varia entre castanho, vermelho

e marrom, sobressaindo, em casos mais restritos, a cor branca ou suavemente amarelada dos seixos quartzosos e quartzíticos.

Ao microscópio, apresenta um baixo arredondamento dos grãos com cantos e arestas bem definidos e uma composição mineral que, além de fragmentos de quartzo e quartzito, apresenta cianita, estaurolita, turmalina, rutilo e material argiloso todos, de um modo geral, ocorrendo isoladamente envolvidos pelo cimento sílico-ferruginoso. Outros aspectos de relevo, ligados à ações cataclásticas, é o intenso fraturamento a que foram submetidos os grãos de quartzo e o estiramento e deformação sofridos pelos fragmentos de quartzito, características herdadas da rocha mãe.

Ao compatibilizar as características macro e microscópicas do Conglomerado Camocim ficam evidenciados os processos que se tornam mais evidentes, quando se observa a natureza e as formas dos componentes minerais da rocha. Estes componentes variam de arredondados a angulosos, são predominantemente quartzosos e quartzíticos e de feição cataclástica, características que na área do Projeto podem ser encontradas nos quartzitos pré-cambrianos e nas brechas das falhas que os atravessam.

No primeiro estágio, fragmentação, é provável que a influência de fatores como clima e erosão tenham sido essenciais. Tudo indica que houve oscilações climáticas e que essas variações participaram decisivamente na fragmentação da rocha matriz, já bastante atingida pelos esforços dinâmicos, facilitando a ação mais acentuada dos efeitos erosivos através de mudanças drásticas, principalmente, de vegetação.

Reforçando a participação do clima e da erosão, aparece uma das teorias que explica o mecanismo de origem das cascalheiras, também encontradas na Formação Camocim quando não superposicionada por outras unidades (Foto 22). Para ANTONIO CHRISTOFOLETTI (a significação das cascalheiras nas regiões quentes e úmidas, 1958) a origem desse material nas regiões tropicais é função de alternância de fases úmidas e fases secas, acompanhadas pela mudança de floresta para uma vegetação aberta, permitindo a meteorização mecânica e concentração residual.

Passada a fase inicial, ter-se-ia o transporte por águas continentais e a deposição do material resultante não só ao longo dos antigos canais dos rios, como nos locais mais propícios do paleo-relevo.

O correto posicionamento cronológico da Formação Camocim oferece sérias dificuldades face à não identificação, até ao momento, de fósseis de quaisquer espécie. No entanto, observações de campo quanto ao posicionamento estratigráfico e comportamento morfológico da unidade acrescidas dos resultados da correlação com outras unidades, permitiram supor que a deposição Camocim se processou durante o Mioceno. Costa et alii (op. cit.) sugeriram a sua correlação com a Formação Pirabas (litoral do Maranhão e Pará), dada com o auxílio de fósseis como do Mioceno, embora existam fortes diferenças litológicas e ambientais. Esta sugestão, teve como fundamento a existência de fatores favoráveis como a identificação de uma mesma fase de laterização que antecedeu a deposição das camadas do Grupo Barreiras, sobre ambas as formações e, a presença do alto topográfico granítico de Chaval, que teria funcionado como obstáculo a in

cursão marinha que proporcionou condições de deposição dos sedimentos da Formação Pirabas, permitindo que no lado oposto do corpo granítico se processasse normalmente uma sedimentação de ambiente continental.

Outro aspecto que favorece a idade suposta é o preenchimento, por rochas da Formação Camocim, de paleocanais cuja origem é atribuída à fase de aplainamento do relevo que se estendeu do Oligoceno ao início do Mioceno.

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

O termo Barreiras, parece ter sido usado pela primeira vez em 1902 por Branner (in: Mabesoone et alii, 1972) ao referir-se aos sedimentos inconsolidados e variegados que de forma quase contínua aparecem ao longo da faixa costeira desde o Rio de Janeiro à foz do rio Amazonas. Contudo, tal designação foi usada mais com conotação geomorfológica que estratigráfica. Só muito mais tarde o termo adquire verdadeira significação estratigráfica ou melhor, crono-estratigráfica, quando Oliveira e Leonardos (1943) utilizam a designação Série Barreiras para se referirem àqueles sedimentos, designação esta que, mais tarde, evoluiu para unidade lito-estratigráfica, passando de Série Barreiras para Grupo Barreiras.

Trabalhos de âmbito regional efetuados por diversos autores, como o de Mabesoone et alii (op. cit.), permitiram a subdivisão que é atualmente a mais difundida entre os estudiosos a qual, da base para o topo, está arrumada da seguinte forma: Formação Serra dos Martins, Formação Guaraúpes e Formação Macaíba. Também foi definido que essas uni



dades são discordantes entre si e apresentam mantos de intemperismos, tendo sido designados de Riacho Morno e Potengi aqueles situados, respectivamente, abaixo e acima da Formação Macaíba.

Costa et alii (1973) ao realizarem estudos que englobaram a área do Projeto Martinópolis, adotaram a terminologia Grupo Barreiras Indiviso, aqui mantida, para a sequência constituída de sedimentos areno-argilosos, de matriz caulínica, coloração avermelhada e amarelada, inconsolidados e, capeados por areias brancas ou cinza claras. Os autores citados admitem a possibilidade de correlação do Grupo Barreiras com a Formação Macaíba e intemperismo Potengi ou, até, a materiais mais recentes.

A medida que se alcança a região mais setentrional da área do Projeto, verifica-se que as ocorrências do Grupo Barreiras Indiviso, típicas pelos seus tabuleiros arenosos quase contínuos, se vão tornando gradualmente mais expressivos, principalmente naquelas regiões em que as rochas paleozóicas e pré-cambrianas estão mais arrasadas.

A unidade está bem representada nas folhas de Martinópolis, Panacuí, Ibuaçu e Paracuí. Na primeira, a partir da periferia da cidade do mesmo nome, uma larga faixa dos sedimentos pertencentes à unidade estende-se na direção norte, no sentido do distrito de Parazinho, local em que assume grandes proporções em termos de área aflorante. Ainda nesta mesma folha, regiões extensas da porção ocidental estão ocupadas pelas rochas do Grupo Barreiras, com destaque para os povoados de Lagoa Comprida e Tiaia, e a fazenda Carnaíba dos Mouras.

Na Folha Panacuí as ocorrências da unidade passam a dominar, distribuindo-se por localidades como Pedra Branca, Jaceguai e Pitombeira, bordejando toda a área correspondente às rochas do embasamento.

Fato idêntico se observa na área da folha Ibuagu, na qual o Grupo Barreiras começa a aparecer como pequenas reentrâncias e testemunhos isolados, nas regiões de Petimbu, sul de Tabuleiro e noroeste de Ibuagu, passando gradualmente a dominar à medida que se vai alcançando a porção extremo norte da folha.

Na folha Paracuá, está largamente distribuído por toda a porção ocidental, cobrindo o embasamento cristalino.

Nas regiões mais afastadas do litoral, o Grupo Barreiras perde representatividade, apenas merecendo destaque a ocorrência que está exposta no povoado de Independência e suas imediações.

Uma série de ocorrências menores, irregularmente distribuídas foram assinaladas, mas as suas pequenas dimensões não permitiram representá-las à escala usada no mapeamento.

O Grupo Barreiras é constituído na área em estudo por uma sequência sedimentar areno-argilosa, inconsolidada, bem classificada, de matriz caulínica, granulometria fina a média, de estratificação indistinta, coloração vermelha ou amarelada, com intercalação de delgados níveis siltyco-argilosos caulinizados e níveis conglomeráticos. Toda essa sequência pode estar, ocasionalmente, coberta por areias de cor branca e cinza medianamente selecionadas, resultante do intemperismo e lixiviação das camadas mais superiores

dos sedimentos do Grupo Barreiras. Estas areias, adquirem localmente certa expressividade como é o caso verificado na estrada carroçável Martinópolis-Campanário (folha Martinópolis), na qual esse material se estende por, aproximadamente, 2 km. Fato idêntico pode ser verificado nos arredores de Parazinho, na mesma folha, e nos arredores de Independência (folha Santa Terezinha).

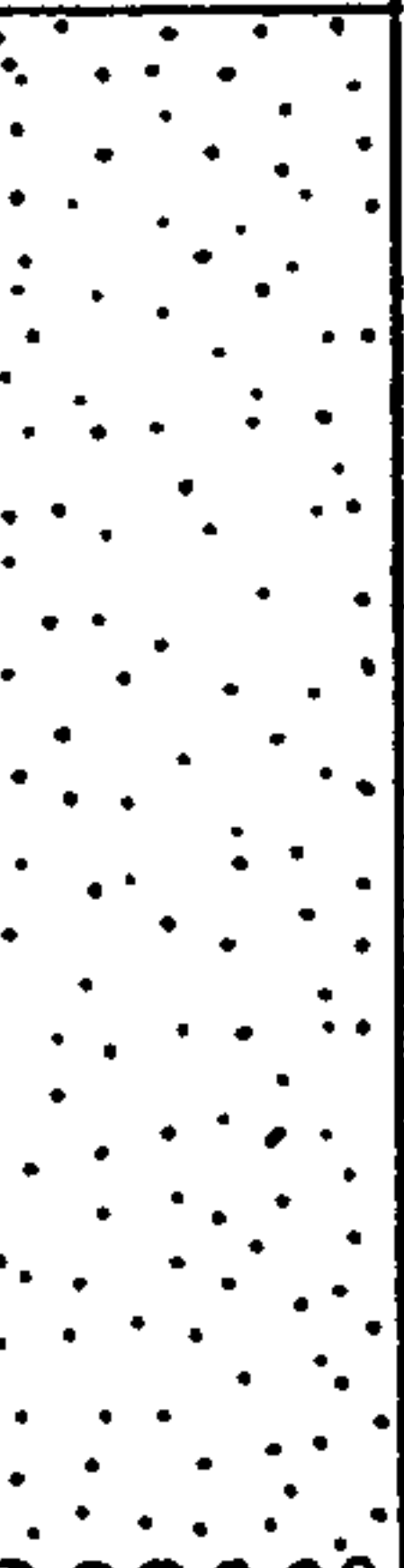
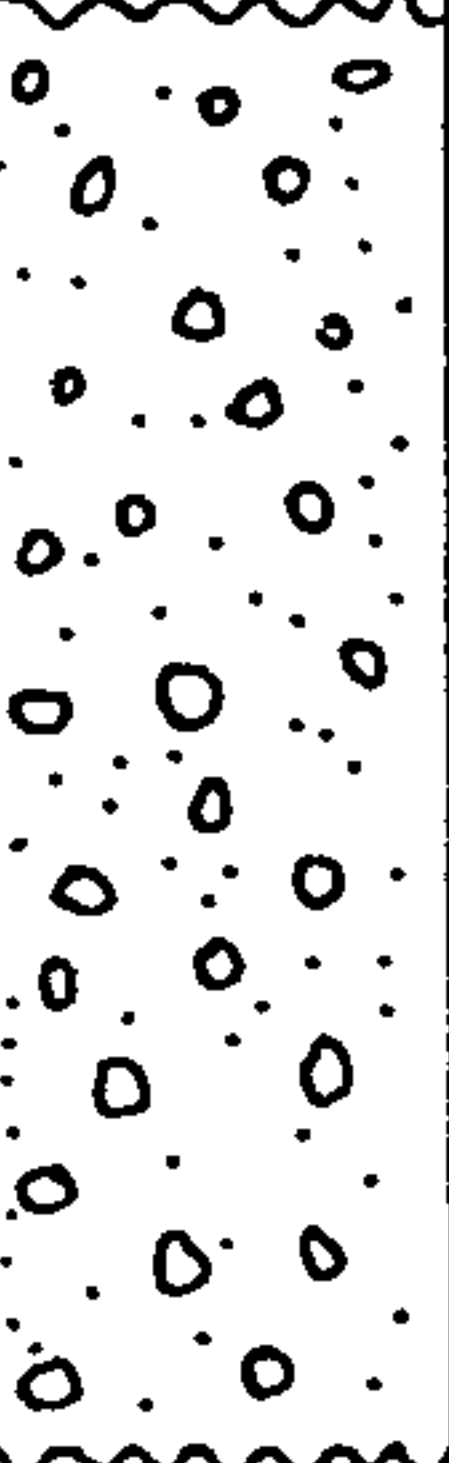
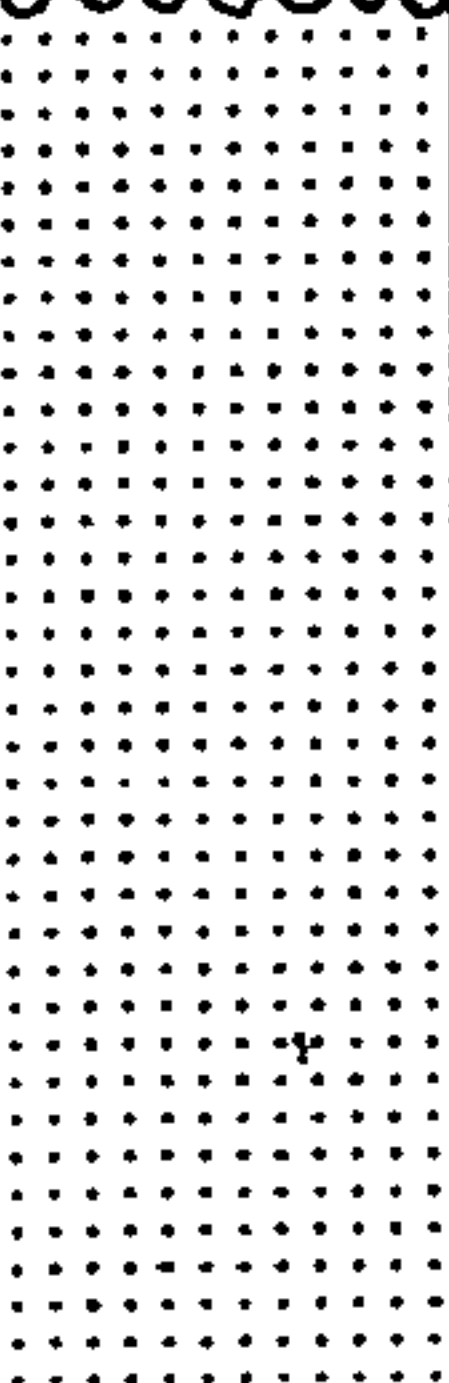
A sequência descrita acima raramente pode ser observada em toda a sua extensão, sendo normal encontrar apenas pequenas porções aflorando em superfície, exceto em exposições verificadas nos perfis de Granja-Petimbu e de Santa Terezinha - Martinópolis.

Também forneceram informações relevantes, perfis como os de Santa Terezinha - Recanto (folha Ibuaçu) e Granja - Campanário (folha Santa Terezinha), nos quais está exposta a porção basal da sequência (Fig. 10). Nas exposições observadas nestes perfis, os sedimentos apresentam-se imaturos, mal classificados, constituídos de grãos detríticos e angulosos de quartzo, feldspato, rutilo, zircão e outros opacos, todos distribuídos numa matriz argilosa de natureza caulínica. Ainda no tocante a esses afloramentos, podem ser observadas intercalações conglomeráticas esbranquiçadas, compostas principalmente de seixos de quartzo, quartzito e gnaisse, angulosos e subarredondados, com diâmetro médio de 5 cm, e envoltos por uma matriz idêntica à observada nos sedimentos dominantes.

O Grupo Barreiras na área do Projeto Martinópolis depositou-se sobre quase todas as unidades mais antigas, ora assentando sobre rochas do embasamento migmatítico-gnáissico, ora sobre rochas do Grupo Martinópolis, ou sobre os sedimentos do Grupo

## SECÇÃO ESQUEMÁTICA DO PERFIL STA. TERESINHA - RECANTO

## FOLHA DE IBUAÇU

IDADE	AFLORAMENTO	ESPESSURA APROXIMADA (m)	UNIDADE	LITOLOGIA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
PLIO-PLEISTOCENO	FM - 270	10	GRUPO BARREIRAS INDIVISO		SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO, INCONSOLIDADO, AMARELADO, DE GRANULOMETRIA FINA A MÉDIA, IMATURO, MAL CLASSIFICADO, CONSTITUIDO DE GRÃOS DETRÍTICOS ANGULOSOS DE QUARTZO, RUTILO, ZIRCÃO E OUTROS OPACOS ESCUROS, INCLUSOS NUMA MATRIZ ARGILO-CAULÍNICA
MIOCENO	FM - 269	4,5	FORMAÇÃO CAMOCIM		CONGLOMERADO CASCALHOSO, INCONSOLIDADO, MAL CLASSIFICADO, ESBRANQUIÇADO, CONTITUIDO DE SEIXOS E "BOULDERS" SUBARREDONDADO DE QUARTO E QUARTZITO INCLUSOS NUMA MATRIZ ARENO - ARGILOSA - CAULÍNICA.
CAMBRO ORDOVICIANO	FM - 437	0	FORMAÇÃO PACUJA		ARENITO VERMELHO COM TONS ROXOS, DE GRANULOMETRIA FINA, COMPACTO, ESTRATIFICADO, CONSTITUIDO DE GRÃOS DETRÍTICOS E ANGULOSOS DE QUARTO, PALHETAS DE MICAS E OPACOS, DISPERSOS NUMA MATRIZ SÍLTICA FERRUGINOSA

Jaibaras ou, ainda, sobre a Formação Camocim. Todavia o relacionamento entre essas unidades merecem alguns comentários.

A existência de manto de alteração separando o Grupo Barreiras das unidades pré-cambrianas e paleozóicas e as diferenças de orientação e inclinação apresentadas entre as camadas do grupo e as rochas mais antigas, permitem acreditar na existência de discordância erosiva e angular a separá-las. Quando o Grupo Barreiras assenta sobre a Formação Camocim tal não se verifica, observando-se uma perfeita concordância na disposição das camadas. Todavia parece existir uma discordância erosiva a separá-las, a avaliar pela presença de um capeamento algo lateritizado separando as unidades, e pela existência de paleo-canaís na formação inferior preenchidos por rochas do grupo sobrejacente.

Terminado o Paleozóico e após um longo intervalo de que se não tem registro na área do Projeto, a sedimentação, de ambiente continental, volta a surgir em duas fases distintas, separadas por um breve período de tempo, quando se fizeram sentir os efeitos de laterização e erosão acima citados.

A primeira destas fases, correspondendo a deposição da Formação Camocim, parece ter cessado ainda no Mioceno, dando vez aos fenômenos erosivos e de laterização que devem ter perdurado até ao fim do mesmo período.

Passada a fase acima, teve início o carreamento e sedimentação do material que hoje representa o Grupo Barreiras, material este proveniente dos mantos de alteração que se haviam desenvolvido não só sobre a Formação Camocim como

principalmente sobre as rochas mais antigas que constituíam áreas positivas. A composição e as características morfoscópicas dos grãos, a constituição da matriz, a forma dos seixos e a ausência de uma estratificação distinta sugerem um transporte de curta distância, uma rápida deposição num ambiente fluvial agitado, predominantemente de baixa competência e, ainda, um intemperismo químico, bastante acentuado, provavelmente anterior ao carreamento.

Os níveis conglomeráticos observados devem constituir variações laterais, pois muitas vezes num mesmo tabuleiro e num mesmo nível topográfico, está presente apenas em um dos flancos, como é o caso verificado na localidade de Chapadinha (folha Ibuaçu).

A existência local de areias brancas no topo da sequência pode significar uma fase de erosão que se desenvolveu de forma lenta e contínua.

A falta de conteúdo fóssil tem sido um dos graves problemas para a datação da unidade. Esbarrando nessas dificuldades alguns autores, a partir de estudos sedimentológicos e paleo-climáticos, tentaram obter resultados que pudessem auxiliar num posicionamento cronológico coerente, não tendo chegado contudo a resultados de total confiabilidade. Na área pesquisada a datação estimada foi função, principalmente, do seu posicionamento estratigráfico em relação à Formação Camocim que lhe é subjacente.

Considerando como correta a idade miocênica atribuída à Formação Camocim, fica imediatamente definida a idade de limite inferior, Plioceno, para os sedimentos do Grupo Barreiras que aparecem na área. No entanto, as característi

cas dos sedimentos lá encontrados se aproximam das observadas nos sedimentos da Formação Macaíba, unidade esta que Mabesoone et alii (op. cit) atribuem ao Pleistoceno da sequência do Grupo Barreiras.

Para a porção superior da sequência do Grupo Barreiras, a datação torna-se ainda mais especulativa. No caso em questão, as areias brancas que representam o topo da sequência, poderiam ser resultantes do período de intemperismo que atuou ainda no Quaternário, o que daria condições de relacioná-las ao Intemperismo Potengi, ou tratar-se-ia dos resultados de processos intempéricos ainda em atividade.

#### 5.2.11 - Coberturas detríticas (Qc)

Trabalho de mapeamento geológico desenvolvido na região por Costa et alii (1973), faz referência a estas coberturas, que se distribuem em forma de capeamientos nos vales confinados por cristas quartzíticas de áreas serranas próximas aos flancos da serra da Ibiapaba. Foram atribuídas a testemunhos de uma cobertura contínua, condicionada a área de posicionamento específico.

Descrevendo sedimentos similares na borda este da serra da Ibiapaba, Barbosa et alii (1977), admitem que estas feições morfológicas constituíram outrora áreas bem mais extensas e contínuas. Enfatizando estas observações salienta-se ainda a existência dessa litologia em depressões periféricas de regiões situadas próximos às serras da Timbaúba, Ubatuba, São José, Flores, São Joaquim, Janelinha e Purgatório (folhas Ibuguaçu, Ibuguaçu e Santa Terezinha), Dom Simão (folha Santa Terezinha), Soim, Goiana e Gurguéia (fo

lhas Uruoca e Santa Terezinha) e em alguns outros pontos da área do Projeto onde se destacam relevos salientes.

Repousam discordantemente sobre os sedimentos do Grupo Barreiras Indiviso e rochas pré-cambrianas do Complexo Migmatítico-gnáissico e dos grupos São José e Martinópolis.

São sedimentos detríticos, imaturos, mal classificados, inconsolidados ou ocasionalmente apresentando diagênese incipiente, com acamamento indistinto e variações faiológicas constantes, podendo por vezes mostrar zoneamento de clásticos ora oligomíticos ora polimictos, porém predominando a última característica. A matriz é geralmente arenosíltico-argilosa, podendo porém, ser totalmente de natureza arenosa.

Estão representados por clastos de arenitos e rochas do embasamento cristalino com formas subangulosas a subarredondadas, cuja esfericidade aumenta em direção aos bordos de cotas mais baixas, com diâmetros variáveis até blocos imensos ("boulders"). Possuem tonalidades claras, geralmente alaranjada e amarelada, predominando a esbranquiçada.

As características litológicas observadas nestes sedimentos denotam que sofreram pequeno transporte em ambiente fluvial com fraca abrasão e baixa competência e seccionamento granulométrico ao longo do transporte, com carreamento das frações mais finas para as áreas mais distantes da fonte. No entanto, os processos gliptogênicos que promoveram a formação destas superfícies, parecem na atualidade bem mais mo-



derados ou praticamente inexistentes, de tal forma que os glaciais de sedimentação, aqui representando as mesetas e os terraços fluviais sofrem já, sensivelmente, um início de destruição e retrabalhamento de seus níveis mais superiores.

Costa et alii (op. cit.) estabeleceram uma correlação entre o topo das mesetas e cotas locais da "Superfície Araras" e concluíram ainda, que tal comportamento morfológico permite situá-los, provisoriamente, no tempo, em um período de deposição do Grupo Barreiras ou possivelmente em época posterior, muito próxima.

#### 5.2.12 - Aluviões (Qa)

Ao longo dos principais cursos fluviais da área do Projeto, ocorrem faixas contínuas de terraços aluviais que, condicionados pelos cursos dos rios, se estendem em sua maioria, no sentido da costa, onde assumem proporções bem maiores, em termos de largura, que aquelas observadas nos médios e altos cursos dos rios.

As principais áreas de ocorrência destas aluviões estão ligadas aos rios Coreáú, Timonha, Una, Ubatuba e alguns principais afluentes destes cursos d'água.

No rio Timonha (folhas Ibuacu e Timonha) as aluviões mantem-se contínuas e com uma largura média de 500m, sendo aí encontrados extensos depósitos areno-argilosos, observando-se este mesmo comportamento num dos seus afluentes, o riacho Croatá. Nos rios Coreáú e seu principal afluente, o Itacolomy, a largura da faixa aluvial varia de 300 a 400m, isto no médio curso, atingindo, nas proximidades da

costa, cerca de 2,8 km. No vale do rio Una (folha Martinópolis) o comportamento é semelhante, embora com a particularidade de alguns afluentes (riacho Tucunduba, Pochinhos e Juréma) exibirem faixas aluviais de dimensões e continuidades semelhantes às observadas no curso principal. No Vale do rio Ubatuba (folhas Ibuguaçu e São Domingos) as variações de possança da faixa aluvial são bruscas, com trechos nos quais, de um momento para outro, a largura pode passar de 300 m a 2 km.

Estas aluviões são constituídas por fragmentos diversos, representativos das diferentes litologias que se encontram na região. Apresentam-se geralmente mal classificados, imaturos, inconsolidados, com tonalidades esbranquiçadas ou amareladas, com alguma matéria orgânica e estratificados. Na sua composição mineral incluem-se grãos angulosos a subarredondados de quartzo, feldspatos, minerais pesados e fragmentos micáceos, distribuídos entre detritos de maiores dimensões. Frequentemente os clásticos mais grosseiros estão condicionados aos canais mais ativos, ocorrendo próximo das cabeceiras dos cursos d'água na periferia das serras enquanto os sedimentos menos grosseiros se acumulam ao longo dos médios e baixos cursos dos rios.

No terreno, as aluviões são diferenciadas dos sedimentos mais antigos por meio do relevo mais jovem, locais de deposição, pelas tonalidades mais claras e, pela constituição e seleção distinta. Em alguns locais da área, é visível a existência de um processo erosivo inicial promovendo a dissecação dos níveis de base mais superiores que atualmente se encontram fora do alcance da área de ação dos cursos d'água que lhes deram origem.

### 5.3 - Grau metamórfico

Usa-se aqui o termo grau metamórfico para designar os efeitos mineralógicos provocados por metamorfismo nas diferentes litologias estudadas, efeitos estes, que, na região, evidenciam um incremento de metamorfismo no sentido NO-SE, coincidente com a direção de compressão da sequência.

Os conceitos e métodos usados neste trabalho, baseiam-se nos estudos realizados em terrenos metamórficos por Miyashiro (1975).

Em consequência do conceito e uso do termo grau metamórfico, dividiu-se a área em diferentes zonas, que se encontram delimitadas por duas isógradas. Estes limites separam rochas recristalizadas numa faixa de iguais condições de pressão e temperatura, com caracteres mineralógicos comuns.

O estudo do grau metamórfico é aplicado com bastante segurança na área mapeada, porquanto, trata-se de rochas pertencentes a uma área sob as mesmas condições de metamorfismo, onde se constatou um metamorfismo progressivo iniciando com predominância da clorita e culminando com a sillimanita.

Os minerais diagnósticos, com o aumento do grau metamórfico desaparecem dando lugar aos minerais da série seguinte. Este fato foi relativamente fácil de evidenciar, porquanto, as rochas pelítico-psamíticas pertencentes a área mapeada são formadas pelos mesmos minerais índices que definem as zonas de Barrow, as quais se baseiam principalmente nas mudanças de temperatura e mineralogia da rocha.

Observa-se a seguinte ordem de minerais índices na área dos metapelitos em estudo: clorita - biotita - almandina - estauroлита - cianita - sillimanita. A temperatura é o agente principal para mudança do zoneamento, dado que, com exceção da mudança dos minerais índices os restantes constituintes das rochas não apresentam variações qualitativas.

A extensão geográfica do mineral índice é função da composição mineralógica da rocha original e do aumento de temperatura ocorrido na região.

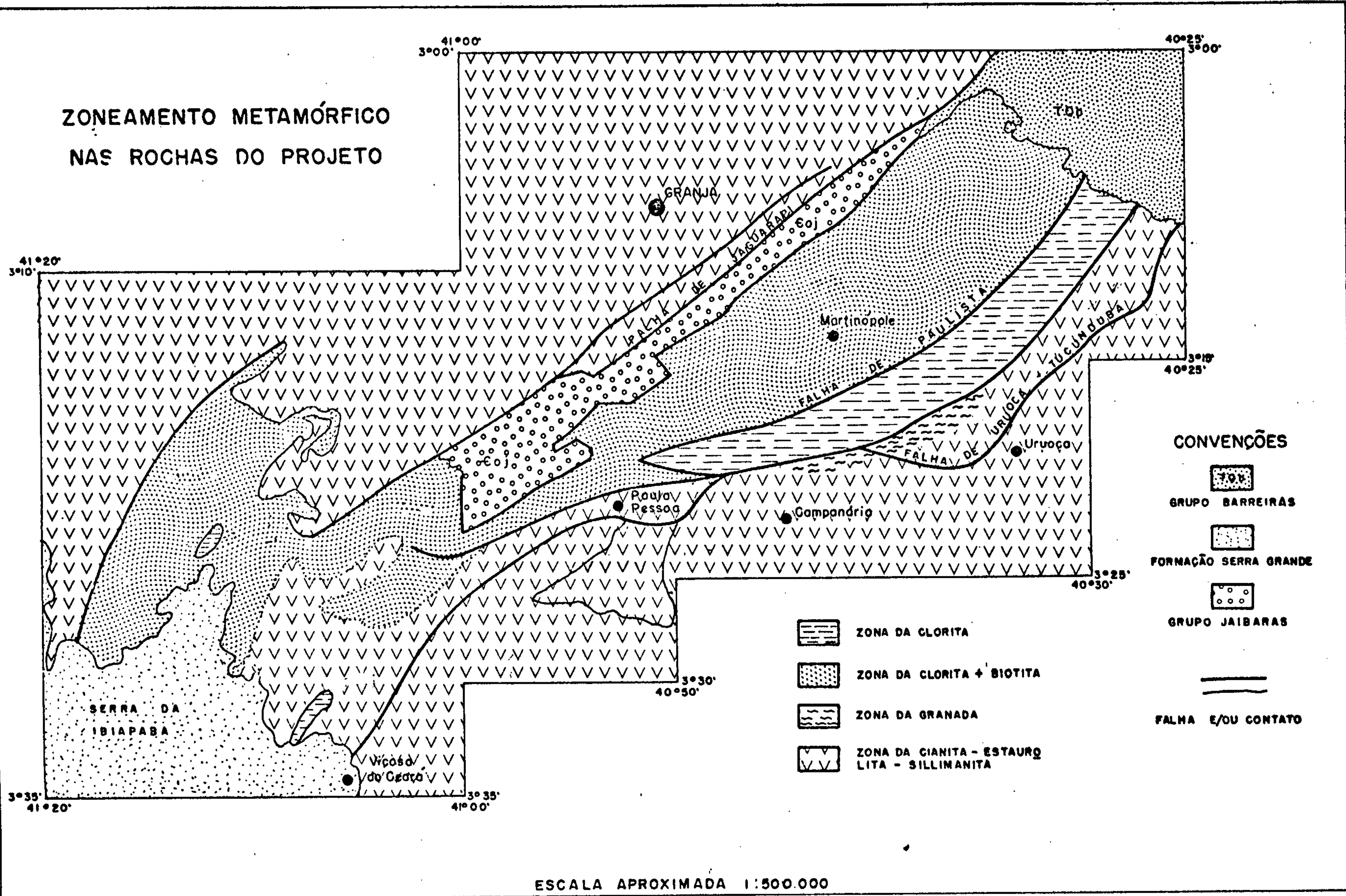
Após implantação em mapa integrado, dos pontos de análises petrográficas e litogeoquímicas evidenciando os minerais críticos de metamorfismo, foi possível dividir a área em quatro zonas caracterizadas por estarem dentro de uma faixa limitante de temperatura e pressão (Fig. 11), em que a temperatura foi o fator preponderante, já que a pressão, identificada como baixa a média em toda área estudada, não se comportou, como agente importante de mudança do grau metamórfico.

As principais características, tipologia litológica e as associações mineralógicas das zonas metamórficas (Quadros IV e V) são apresentadas nas seguintes zonas: clorita (I), biotita (II), almandina (III), estauroлита, cianita e sillimanita (IV).

#### Zona I (Zona da clorita)

Esta zona em que a biotita também aparece embora com pouca expressão é constituída por ardósia, filito e secundariamente por xisto, rochas caracteristicamente com clorita, muscovita e quartzo, aparecendo também ocasionalmente, grafita em preenchimento de microfraturas. A clorita aparece

**ZONEAMENTO METAMÓRFICO  
NAS ROCHAS DO PROJETO**



ESCALA APROXIMADA 1:500.000

CPRM - PROJETO MARTINÓPOLE - RELATÓRIO FINAL - JOÃO BOSCO ANDRADE DE MORAIS

1979  
FIGURA 11



QUADRO IV - MINERAIS COMUNS DE METAMORFISMO

PRESSÃO TEMPERATURA	BAIXA	BAIXA
F A C I E S	X I S T O S V E R D E S	
Quartzo	_____	
Muscovita	_____	
Sericita	_____	
Titanita	_____	
Clorita	_____	
Biotita	_____	
Zircão	_____	
Rutilo	_____	
Grafita	_____	
Feldspatos	_____	

QUADRO V - ASSOCIAÇÃO DE MINERAIS COMUNS DOS EPIMETAMORFITOS DA ÁREA DO PROJETO MARTINÓPOLE

R O C H A	M I N E R A I S
Metargilito	sericita, óxido de ferro, opacos, quartzo, leucoxênio, turmalina.
Metassiltito	quartzo, material argiloso, opacos, óxido de ferro, sericita, clorita, zircão, turmalina.
Metarenito	quartzo, biotita, plagioclásio, opacos, zircão, turmalina.
Metagrauvaca	quartzo, biotita, sericita, plagioclásio, fragmento de rocha, opacos, apatita, zircão, titanita, turmalina, rutilo, material argiloso.
Filito	sericita, clorita, quartzo, minerais argilosos, óxido de ferro, turmalina, zircão e opacos.
Xisto	quartzo, muscovita, feldspato, óxido de ferro, opacos, biotita, turmalina, zircão, leucoxênio, sericita, minerais argilosos.
Quartzito	quartzo, muscovita, rutilo, zircão, opacos, óxido de ferro, sericita, material argiloso, cianita, apatita, turmalina, leucoxênio, biotita, sílica, microcristalina e titanita.
Milonito	quartzo, feldspato, muscovita, biotita, cianita, óxido de ferro, apatita, turmalina, zircão.
Microbrecha	plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita, rutilo, opacos, muscovita, sericita, zircão.



sempre associada ao quartzo dando lugar, acima dos 650°C, ao aparecimento da almandina permitindo o estabelecimento de uma nova zona de metamorfismo.

### Zona II (Zona da biotita)

O aumento acentuado da biotita, provocado por subida de temperatura leva ao estabelecimento da zona da biotita onde, contudo, ainda persiste a clorita que diminui significativamente à medida que esta zona se vai melhor individualizando. Ocasionalmente, efeitos de meteorização transformam a biotita em clorita porém em quantidade pouco expressiva. A biotita, de uma forma geral, está presente em toda a faixa metamórfica, naturalmente, em quantidades acentuadamente menores que na sua própria zona.

A zona da biotita é constituída, por biotita - muscovita - quartzo - filito ou xisto e biotita - sericita - quartzo - filito ou xisto.

### Zona III (Zona da almandina)

Caracteriza-se pelo aparecimento desta granada que, como se disse, será resultante da reação da clorita, biotita e quartzo por aumento de temperatura ou ainda, devido a uma variação de composição mineralógica das rochas. As rochas desta zona metamórfica afloram fora do Grupo Martinópolis a sul da falha de Xixás, que possivelmente deslocou os blocos adjacentes limitando rochas de baixo grau metamórfico a norte, com tipos de médio grau localizados a sul desta falha. A rocha mais comum é um almandina biotita - feldspato - quartzo - gnaisse, onde a almandina se apresenta com um aspecto sujo, em cristais bem desenvolvidos e isotrópicos. Com o aumento do grau de oxidação a granada reage com



a biotita resultando muscovita, mais óxido férrico.

#### Zona IV (Zona da estaurolita-cianita-sillimanita)

Devido ao pequeno número de análises petrográficas e litogeoquímicas realizadas nas rochas de metamorfismo de médio grau, não foi possível delimitar o zoneamento correspondente a estes 3 minerais índices, individualmente, já que, o maior volume de trabalho incidiu especialmente sobre as rochas de metamorfismo de baixo grau. Como mostra o quadro VI, aparece a estaurolita, logo após a cianita e, finalmente a sillimanita, observando-se que durante um certo intervalo de temperatura os minerais coexistem, porém, sempre com predominância de um deles em relação aos outros. Rochas típicas nesta zona são estaurolita - cianita - sillimanita muscovita - quartzo - gnaiss e cianita - sillimanita - muscovita - quartzito. No mesmo quadro observa-se o feldspato aparecer em toda a faixa metamórfica do Grupo Martinópolis. Contudo, só na zona da cianita - estaurolita - sillimanita ele deixa de ser, talvez na sua maior parte, de natureza detritica para ser resultante da reação da muscovita com o quartzo provocada pelas altas temperaturas prevalecentes nesta zona.

QUADRO VI - MUDANÇA PROGRESSIVA EM ZONEAMENTO NOS METAPELITOS DA FAIXA METAMÓRFICA DE MARTINÓPOLE

Zoneamento Mineral	Zona da Clorita	Zona da Biotita	Zona da Almandina	Zona da Cianita, Estaurolita e Sillimanita
Clorita	_____			
Muscovita	_____			
Biotita		_____		
Almandina			_____	
Estaurolita				_____
Cianita				_____
Sillimanita				_____
Feldspato	_____			
Quartzo	_____			

SPRM





G E O L O G I A   E S T R U T U R A L

## 6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 6.1 - Comentários gerais

A área do Projeto Martinópolis está inserida no contexto das estruturas pré-cambrianas nordestinas, de grande complexidade estrutural.

Dos trabalhos geotectônicos regionais mais interessantes sobre a região, destacam-se os de Kegel (1965), Suszczynski (1966), Almeida (1967), Beurlen (1967), Costa et alii (1973), Brito Neves (1975), Campos et alii (1976), Braga et alii (1977), Barbosa et alii (1977) e Mello et alii (1978).

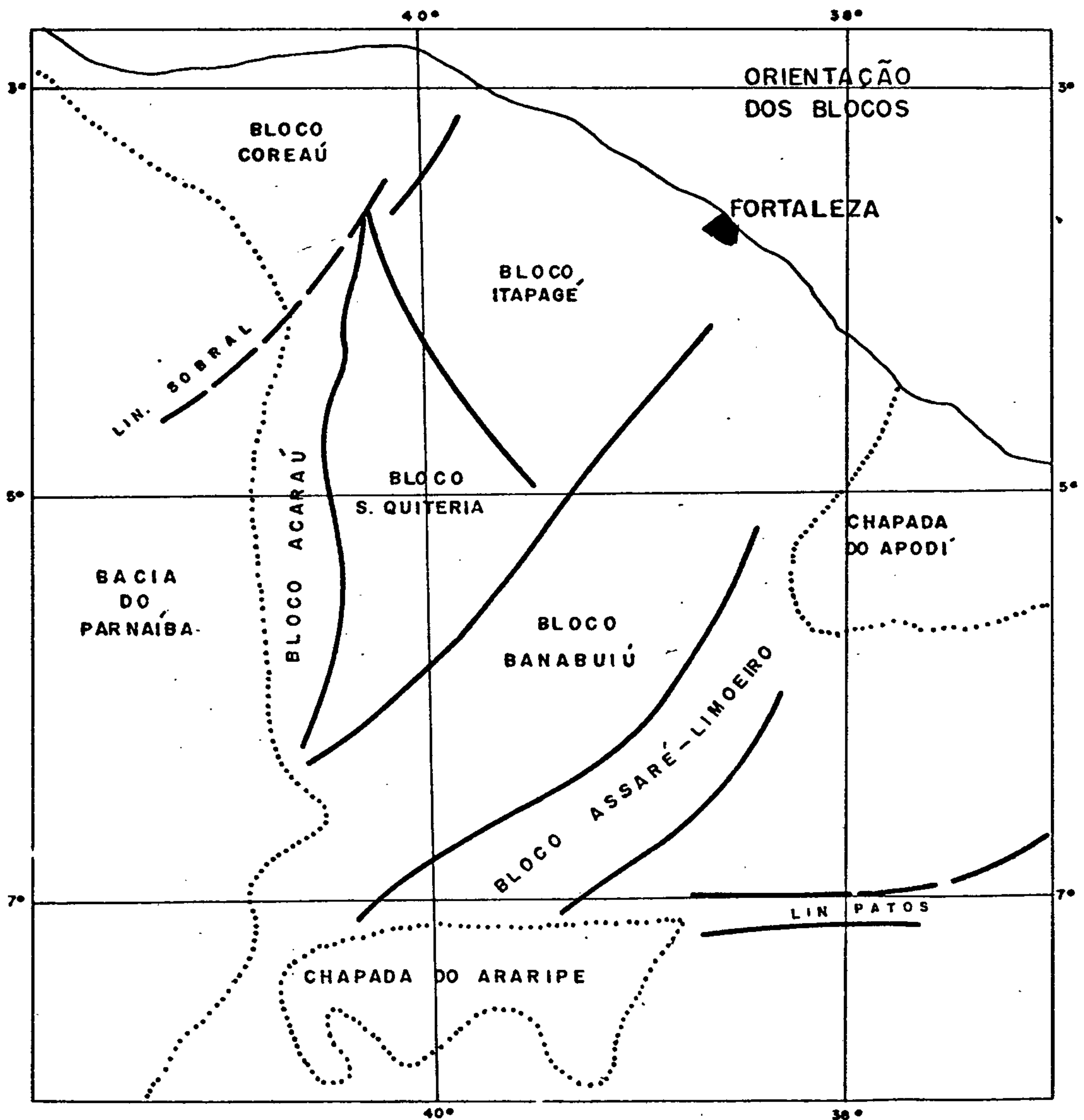
Kegel (op. cit.), divide o Pré-Cambriano do Nordeste em "bloccos orogênicos", bem individualizados, limitados por importantes lineamentos (Fig. 12). Ao extremo noroeste do Ceará onde se situa a área do Projeto, designou de "Bloco Orogrênico Coreaú".

Suszczynski (op. cit.), descreve três evoluções orogênicas distintas para o escudo brasileiro, dividindo-o em: Escudo do Sul, com direções estruturais NO-SE; Escudo do Leste, com direção N-S e o Escudo do Nordeste, acima do Lineamento Pernambuco, com direções E-O e NE-SO. Para estas porções reconheceu dois comportamentos distintos: os das "Dorsais Geanticlinais" e o das "Depressões Laterais" enquadrando-se, a área do Projeto, no âmbito destas depressões.

Almeida (op. cit.), denomina de "Faixa Tectogênica Baicaliana", toda a área ao norte do Craton de São Fran

# BLOCOS OROGENICOS DO NORTE (GEARÁ)

Por  
Wilhelm Kegel



CPRM - PROJETO MARTINÓPOLE - RELATÓRIO FINAL - FONTE: KEGEL, 1965

1979

FIGURA 12

0 100km



cisco. As estruturas a norte do Lineamento Pernambuco, denominou-as de "Geossinclíneo Caririano".

Beurlen (op. cit.), admite um levantamento epirogenético do "Bloco Nordeste" limitado pelos falhamentos de Patos e Sobral-Pedro II, considerando que os movimentos das direções transversais, Jaguaribe, Rio do Peixe-Açu e Sobral Pedro II, teriam sido uma resposta ao movimento do Bloco Amazônico.

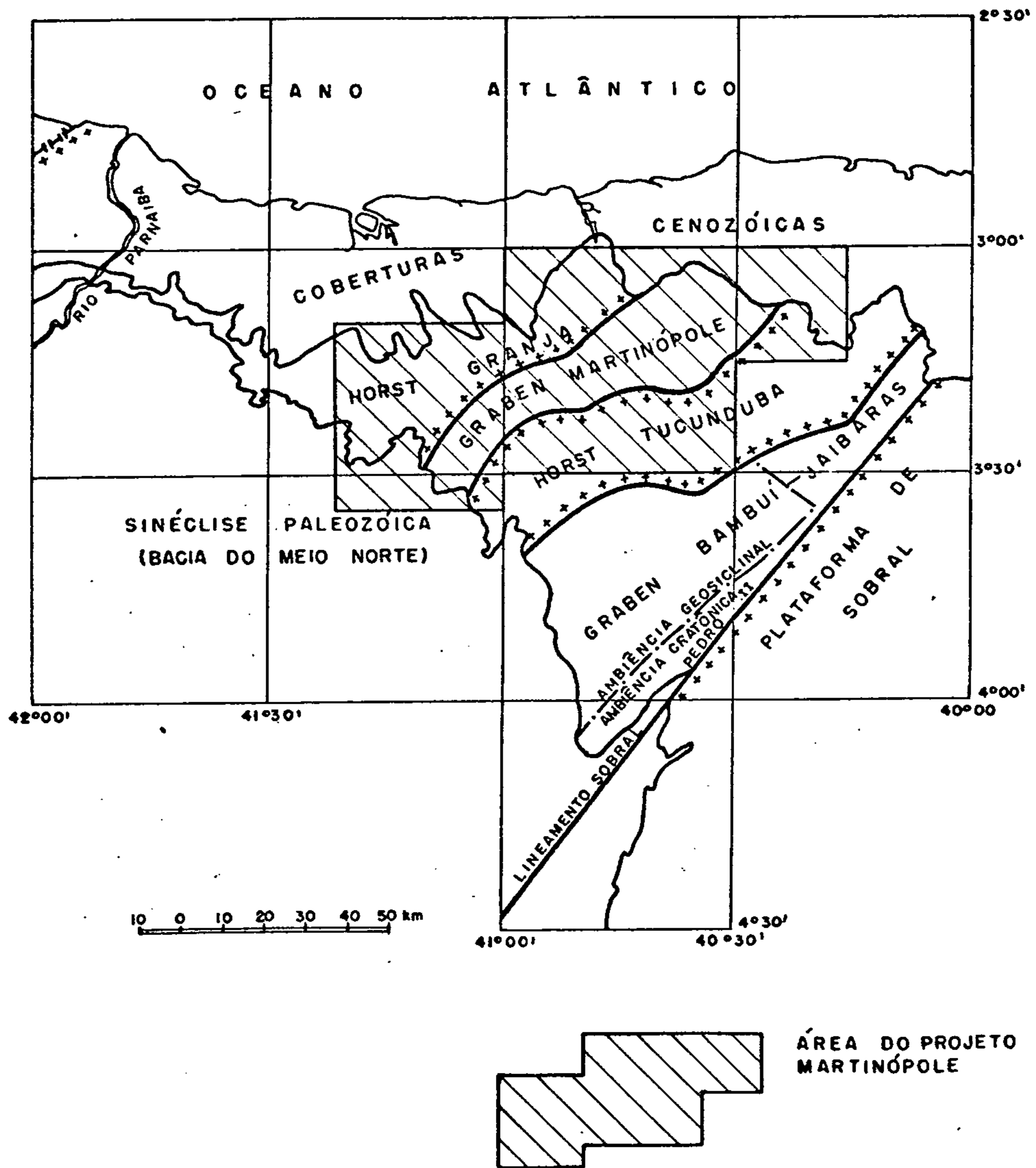
Costa et alii (op. cit.), estudando a geologia regional do NO do estado do Ceará reconheceram, ao norte do Lineamento Sobral-Pedro II, uma sequência de "horsts" e "grabens" (Fig. 13 ). A área do Projeto, engloba o chamado "Graben de Martinópolis" e parte dos "horsts" de Granja e Tucunduba.

Brito Neves (op. cit.), em Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino, dividiu o embasamento em "Maciços Medianos" e "Faixas ou Sistema de Dobramentos", cada qual com características estruturais e geocronológicas distintas. A área do Projeto situa-se no Maciço de Granja tida como cobertura dobrada deste maciço, em forma sinclinal ou graben sinclinal (Fig. 14 ).

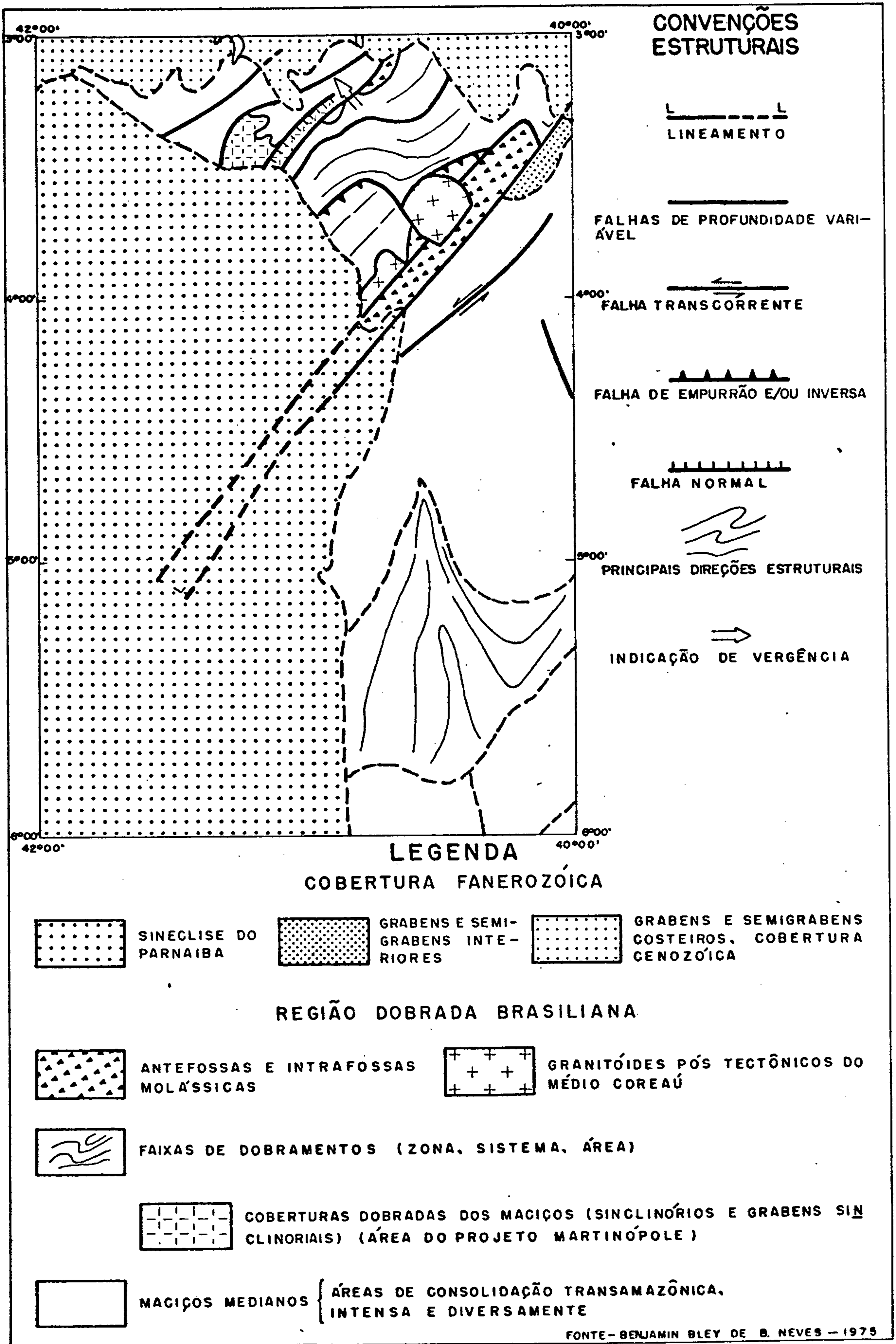
Campos et alii (op. cit.), Braga et alii (op. cit.) e Barbosa et alii (op. cit.), nos Projetos DNPM/CPRM-Jaguaribe, Fortaleza e Crateús respectivamente, a partir de meados desta década, trouxeram uma nova conceituação, adotando o modelo de Anhaeusser (1969), para explicar o caráter móvel da quase totalidade do estado do Ceará.

Mello et alii (op. cit.), introduziram um modelo tectônico linear para os terrenos cearenses, responsabilizando

## ARCABOUÇO TECTÔNICO-ESTRUTURAL DO NOROESTE DO CEARÁ E ÁREAS ADJACENTES



Fonte: Projeto Jaibaras





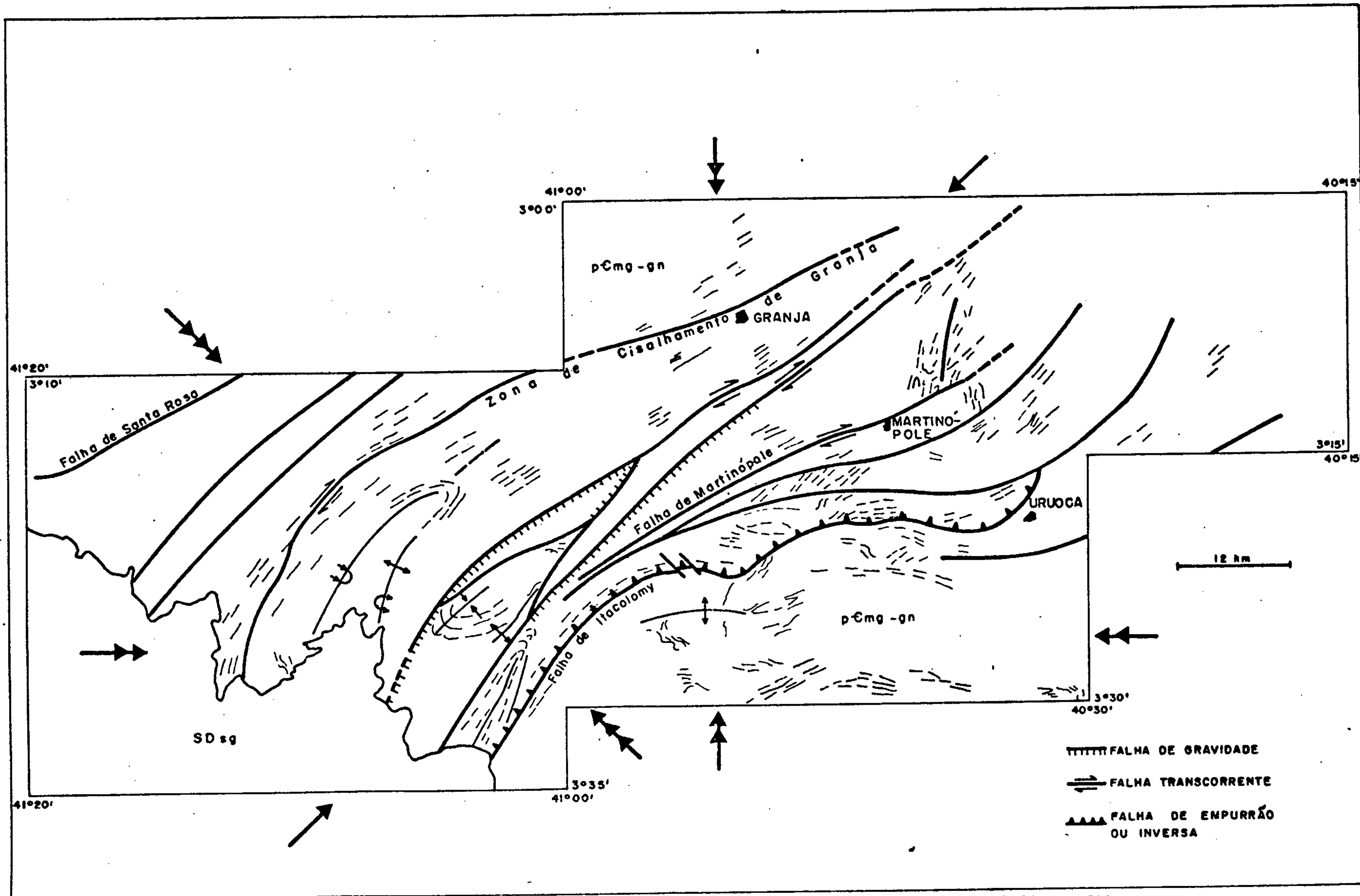
zando um "stress" primário principal NO-SE, pelas direções estruturais apresentadas. Para a área do Projeto atribuem a este "stress" um azimute de  $315^{\circ}$  que, juntamente com as suas componentes de segunda e terceira ordens produziriam as diversas direções de dobramentos e falhamentos ocorrentes (Fig.15 ).

Dos  $5.400 \text{ km}^2$  que compõem a área total do Projeto, pouco mais de  $2.000 \text{ km}^2$  foram alvo de observações detalhadas correspondendo às feições tectono-estruturais no âmbito das metassedimentares e suas implicações evolutivas relacionadas com o embasamento. Devido às características apresentadas com particularidades ainda não observadas nas estruturas metassedimentares brasileiras do Nordeste, utilizaram-se dados de laboratório e observações diretas, para propor um modelo evolutivo que mais nos parece aproximar-se da realidade.

## 6.2 - Modelo e evolução

Neste trabalho, com base em dados litoestruturais e geocronológicos obtidos considerar-se-á, para o Grupo Martinópolis, um desenvolvimento em bacia linear, de característica miogeossinclinal, implantada na plataforma transamazônica (Fig. 16a).

Este desenvolvimento iniciar-se-ia com uma sedimentação controlada por subsidência ao longo de geossuturas antigas de movimentos verticais contínuos (Fig.16b ). A seguir ocorreria dobramento e metamorfismo da sequência com climax a cerca de 1.150 m.a. quando se formariam os quartzitos, xistos e filitos das formações São Joaquim, Covão e



CPRM - PROJETO MARTINÓPOLE - RELATÓRIO FINAL - FONTE - AROLDI A. MELLO ET ALII (1978)

1979  
FIGURA 15

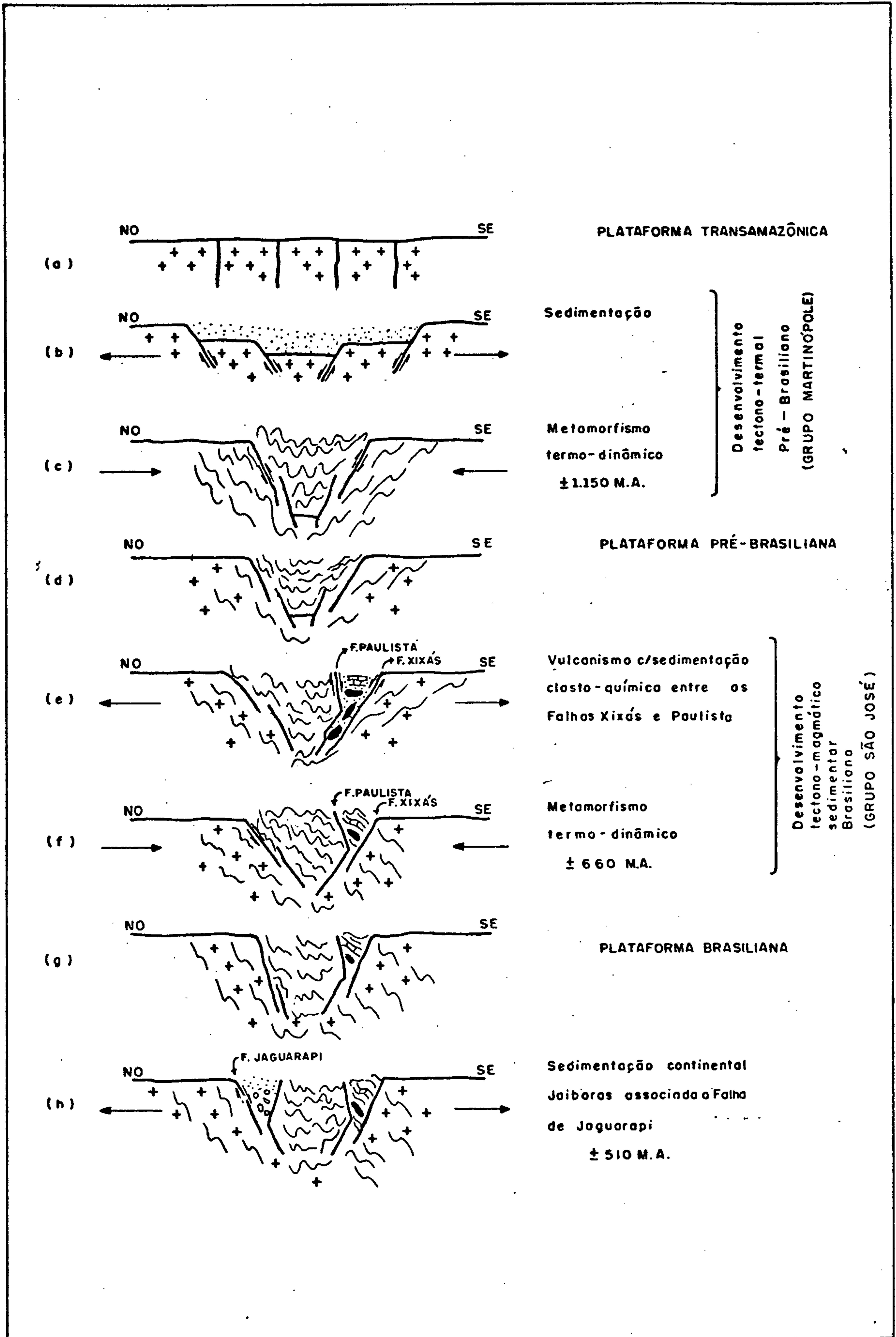


Santa Terezinha, respectivamente (Fig.16c). Com a continuidade dos eventos, já na plataforma pré-brasiliana (Fig.16d), ocorreria alívio, possibilitando vulcanismo e deposição clásticoquímica constituindo o Grupo São José (Fig.16e). Mais tarde desenvolver-se-ia a fase metamórfica do ciclo Brasileiro (Fig.16f), tida como de baixo grau, de maneira decrescente de SE para NO rejuvenescendo, ao longo de grandes falhas, parte da sequência do Grupo Martinópolis, metamorfisando o Grupo São José e ocasionando também, marcante dobramento da estrutura. Após a formação do relevo (Fig.16g), ocorreu a deposição dos sedimentos continentais Jaibaras (Fig.16h).

No mapa estrutural do Projeto ( Anexo ) visualizam-se os efeitos tectogênicos brasileiros que se manifestaram através de falhamentos transcorrentes e inversos, redobramento da região, bastante mais evidentes na faixa sudeste da estrutura. No final do ciclo, houve reativações destes lineamentos para gravidade, evidenciadas pela ocorrência de depósitos molássicos que aparecem na faixa metassedimentar ao longo do seu limite norte, associados à Falha de Jaguarapi (ver mapa estrutural do Projeto).

A hipótese do desenvolvimento regional apresentada, para os tempos pré-brasilianos, pode ser defendida desde que consideremos alguns elementos como mudança nas vergências dos dobramentos, dados geocronológicos e estruturas locais. Uma integração desses dados tenta elucidar a possibilidade de uma discordância entre os metassedimentos do Grupo Martinópolis e o embasamento ou, pelo menos, dar provas desta estruturação pré-brasiliana.

Para comprovar o ciclo Brasileiro, nos basearemos



na diferença brusca de metamorfismo verificada em determinada faixa da área entre o embasamento e o Grupo São José, além da observação de apenas uma fase deformativa demonstrada pelos metamorfitos.

Na evolução introduzida na figura 16 teríamos, após o primeiro metamorfismo termodinâmico as vergências dos dobramentos centrífugas para os blocos adjacentes. Posteriormente, o ciclo Brasileiro, atuando com esforços compressivos SE-NO, iria inverter as vergências em quase toda a porção SE da sequência epimetamórfica, culminando com empurrões ou falhamentos inversos. Esta disposição é particularmente bem observada a oeste do meridiano  $41^{\circ}$  do mapa estrutural do Projeto (Anexo).

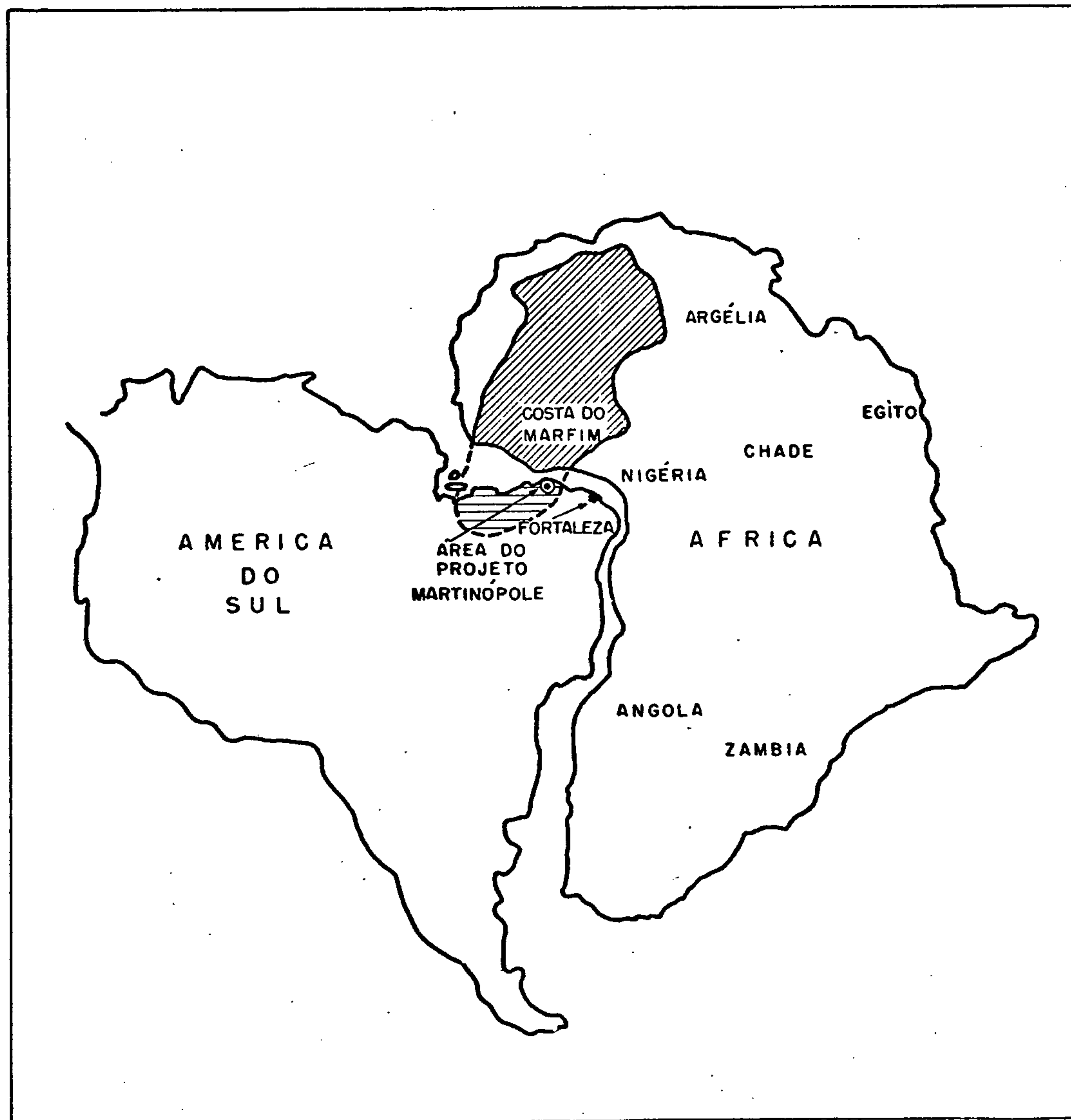
Datações realizadas por Brito Neves (op. cit.) no NO do Ceará e, em especial, na região de Granja, estabeleceram uma idade isocrônica de  $1.150^{\pm}176$  m.a., decorrente de um evento pré-Brasileiro. Rochas mais jovens foram datadas por este autor a NO e S de Granja. Contudo, Brito Neves (op. cit.) admite que estas idades podem acontecer associadas a datações mais antigas, num mesmo afloramento, atribuindo-as a rejuvenescimento isotópico durante o ciclo Brasileiro. Amostras de metapelito da Formação Santa Terezinha e vulcânicas e metapelitos do Grupo São José, submetidas a datações pelo Projeto, apresentaram, para a primeira, idade convencional de  $1.450^{\pm}53$  m.a., e para as últimas, valores em torno de 1.000 m.a., com algumas datações de até  $721^{\pm}36$  m.a.. Estas idades mais recentes atribuem-se à época do metamorfismo brasileiro, que metamorfoisou o Grupo São José e rejuvenesceu, isotopicamente, as formações do Grupo Martinópolis, que lhe é subjacente. Assim, com a frequência de ida

des convencionais com valores em torno de 1.000 m.a. para o Grupo São José, de 1.450 m.a. para o filito de Santa Terezinha e a isócrona traçada por Brito Neves (op. cit.) para a região de Granja, ficou sendo considerada a idade de 1.150 m.a., como auge desta evolução pré-brasiliana que, segundo Brito Neves (op. cit.), representa um marco mundialmente conhecido, posicionado entre os ciclos Transamazônico e o Brasiliano do Brasil, rejuvenescido isotopicamente no último ciclo.

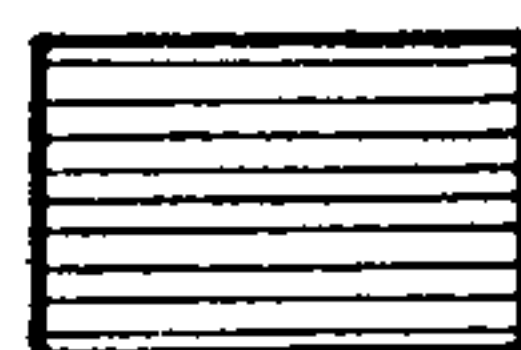
Hurley (1967), comparando os padrões geocronológicos e estruturais da região compreendida entre São Luís e Belém, com a que lhe é simétrica no continente africano, rerforçou a idéia de Almeida (1967), que já assinalava a existência de um núcleo cratônico naquela região. Na justificativa deste trabalho, foi levantada a hipótese da ocorrência de faixas de rochas birrimianas (1800 - 2.200 m.a.), na área do Projeto, correlacionáveis às que ocorrem bordejando o leste do craton do oeste africano. À luz dos conhecimentos atuais pode admitir-se, para a evolução pré-brasiliana enfocada, um evento correlacionável ao ciclo orogenético Kibariano, (climax a 1.100<sup>±</sup>200 m.a.), que atuou em região da África homóloga à da área em questão (Fig.17 ), compatível com as idéias lançadas neste trabalho.

Localmente, na região de Paula Pessoa, ocorrem os quartzitos que compõem as serras de São Joaquim e Dom Simão separadas pelo empurrão de Itacolomy (Fig. 18 ). Costa et alii (op. cit.) ao estudarem os quartzitos de Dom Simão situados ao sul de Paula Pessoa os interpretaram como pertencentes ao embasamento das metassedimentares. Assim os quartzitos de São Joaquim constituíram a formação basal do Grupo

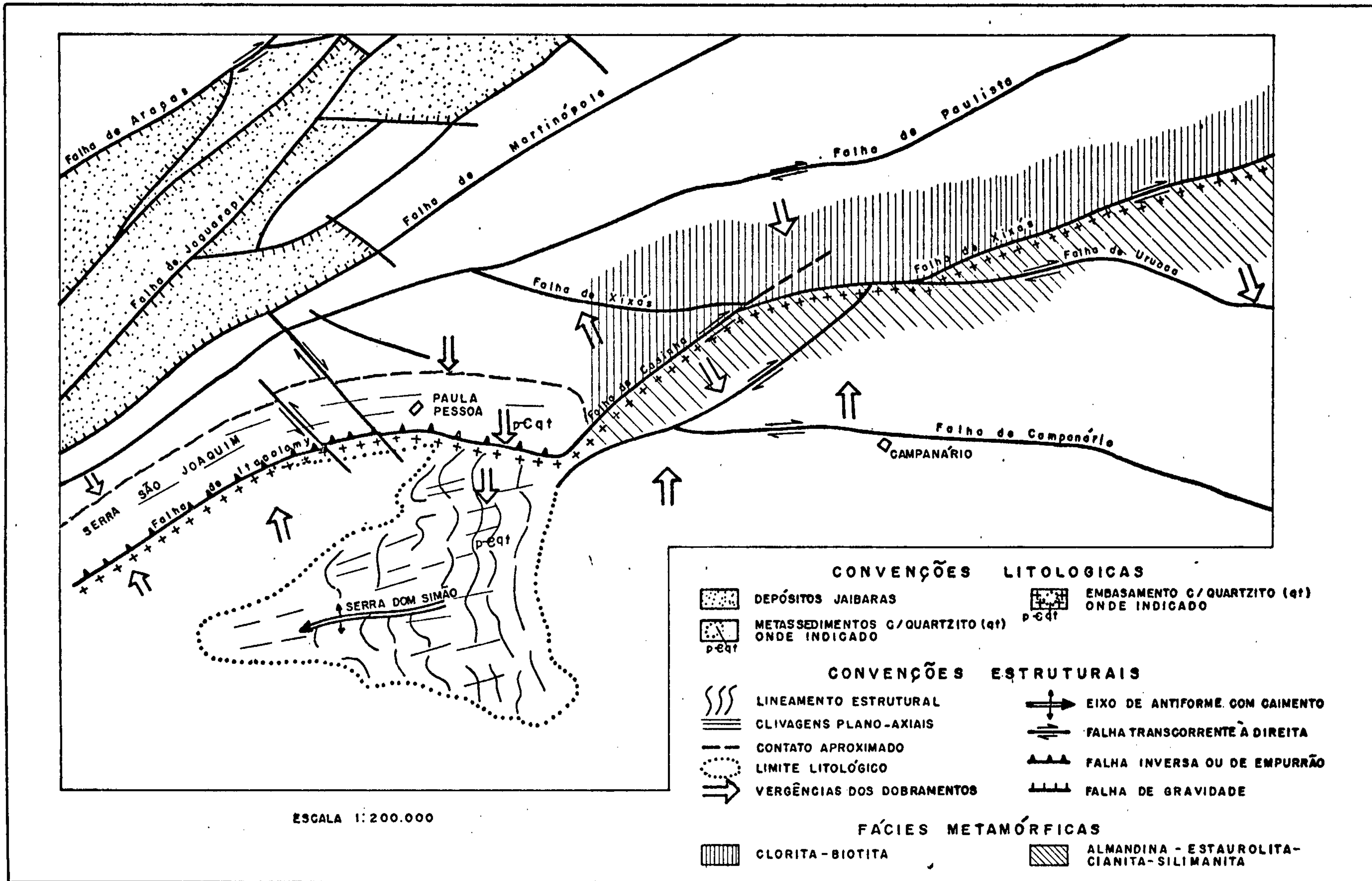
## ESBOÇO DE PARTE DO CONTINENTE GONDWÂNICO



ZONA AFETADA PELA OROGENIA KIBARANIANA NO CONTINENTE AFRICANO (1.100 ± 200 M.A.)



POSSÍVEL PROLONGAMENTO DA ZONA AFETADA PELA OROGENIA KIBARANIANA (1.100 ± 200 M.A.), NO CONTINENTE SUL-AMERICANO SEM SE LEVAR EM CONSIDERAÇÃO AS COBERTURAS FANEROZOICAS



CPRM - PROJETO MARTINÓPOLE - RELATORIO FINAL - JANSEN C. G. S. MENDONÇA

1979

FIGURA 18





Martinópolis. Durante os trabalhos de campo executados pelo Projeto Martinópolis sobre os quartzitos de Dom Simão, pode ser confirmada a hipótese formulada acima dado que, pela disposição das camadas e terminação do corpo em antifórme com "plunge" suave para oeste, os quartzitos fatalmente mergulharão por sob os gnaisses e migmatitos do embasamento, o que, de fato, se observa. Enquanto isso, os quartzitos de São Joaquim jazem sob xistos epimetamórficos, constituindo o representante basal da nova sequência.

No que concerne aos minerais críticos de metamorfismo, as determinações petrográficas do Projeto identificaram, para o embasamento assinalado na figura 18, minerais de alta temperatura e média pressão e, para os metassedimentos de São José, acima da Falha de Xixás, definiram domínio dos minerais de temperatura e pressão baixas. Os gnaisses e migmatitos do contato (Fig. 18) apresentaram grau metamórfico da fácies anfíbolito e, os metassedimentos da fácies xisto verde de muito baixo grau. Assim, as diferenças de grau metamórfico observadas a norte e a sul da Falha Xixás, podem significar que o último metamorfismo, o do ciclo Brasileiro, suposto de muito baixo grau não iria atingir, de maneira marcante, as rochas do embasamento mas sim, metamorfisar as rochas do Grupo São José, como aliás é observado.

Sobre o número de fases deformativas, a observação de calcários e metachertes ferríferos do Grupo São José resultou na identificação de superfícies  $S_0$  ainda preservadas, transposta por uma fase de deformação que induz o aparecimento de superfícies  $S_1$ , como se vê na foto 23.

### 6.3 - Estruturas locais e microestruturas

No mapa estrutural do Projeto ( Anexo ) individualizam-se três compartimentos de características geológicas distintas:

- Formação Serra Grande
- Grupo Jaibaras e
- Cristalino

Os sedimentos Serra Grande ocorrem como cobertura da plataforma brasileira. São caracterizados por uma sequência monótona de arenitos grosseiros a finos bem estratificados, depositados em ambiente de relativa calma tectônica. A reativação da tectônica antiga, através dos falhamentos no Terciário, permitiu a ocorrência de vulcanismo essencialmente básico (diabásios), que se manifestou sob a forma de diques, muito frequentes no domínio da bacia. A estrutura marcante desta formação são seus estratos subhorizontalizados com mergulho para OSO.

O Grupo Jaibaras está associado a reativações no final do Brasiliano, sendo constituído por sedimentos molássicos condicionados a estruturas em graben. Relacionam-se intimamente aos falhamentos longitudinais, ocorrendo preferencialmente na vizinhança sul da Falha de Jaguarapi. A sua deposição inicia-se com conglomerados (Massapê), passando a arenitos finos a médios, com intercalações de siltitos e folhelhos (Pacujá). Posteriormente, reativações de grandes falhas do embasamento provocam a ocorrência do vulcanismo Parapuá e afetam o conjunto sedimentar, dando lugar à formação do conglomerado brechóide Aprazível. Nas duas formações inferiores observam-se acamamentos nítidos que são mais evidentes e mais perfeitos nos arenitos Pacujá. Nas proximidades dos falhamentos, os conglomerados apresentam indícios

de cataclase devido a reativações posteriores.

As estruturas pré-cambrianas, de grande complexidade estrutural, foram o objeto principal das observações, especialmente a calha metassedimentar de Martinópolis, permitindo a compreensão do desenvolvimento dos terrenos em questão, desenvolvimento este envolvendo duas fases de compressão, com a primeira impondo aos dobramentos vergências centrífugas e a segunda, polaridade bem evidente para NO. Os extensos lineamentos longitudinais observados no mapa estrutural foram ativados, de maneira cíclica, por movimentos múltiplos como gravidade, empurrão e transcorrência. A estruturação atual, no entanto, indica que os últimos movimentos foram predominantemente verticais.

A seguir serão descritas as paráclases e estruturas dobradas, tentando explicar seus desenvolvimentos através dos tempos, apresentando ainda, estatisticamente, os parâmetros microestruturais planares e lineares, condicionados a cada variação do "trend" estrutural.

### 6.3.1 - Dobras e dobramentos

A característica marcante dos grandes dobramentos da faixa metassedimentar de Martinópolis é o padrão escalonado, com estruturas predominantemente sinclinais. Esse escalonamento é mais visível a oeste do meridiano de  $41^{\circ}00'$ , principalmente onde as serras quartzíticas, em sequência dobrada, sobressaem-se topograficamente, formando as sinclinais de Timbaúba e Covão, e a anticlinal de General Tibúrcio.

As feições maiores, encontradas a leste do meridiano de  $41^{\circ}00'$ , não são bem individualizadas face a rarida

de dos representantes basais do Grupo Martinópolis e ao pre domínio de rochas essencialmente pelíticas. Os sedimentos Jaibaras nesta área, também concorrem para dificultar sobre maneira a verificação destas feições.

O escalonamento citado ocorre nos blocos limita dos por falhas, conforme demonstra um dos casos típicos ob servados na porção centro-oeste da área, onde a Falha dos Araçás separa a Sinclinal de Timbaúba, com plunge para NE, da Sinclinal de Covão, cujos eixos têm caimento para SO. Ou tro exemplo de escalonamento, embora menos evidente, se veri fica na faixa limitada a norte pelas falhas de Jaguarapi e Araçás e, a sul, pelas falhas de Xixás e Itacolomy, quando se confrontam os mergulhos dos dobramentos a O e NNE da ci dade de Martinópolis e os mergulhos da Sinclinal de Timbaúba e da Anticlinal de General Tibúrcio na porção SO da área. O fato dos mergulhos dos dois extremos desta faixa convergi rem no sentido do meridiano que passa próximo à cidade de Granja, parece indicar que o centro da bacia se localizaria nas imediações do mesmo.

Em relação às superfícies axiais, os dobramentos produzidos são essencialmente assimétricos, podendo inclusi ve exibir caráter revirado. Quanto às vergências que apre sentam polaridades variáveis, supõe-se que originalmente se riam centrífugas, sendo posteriormente modificadas, princi palmente aquelas do flanco SE da estrutura, quando do últi mo evento metamórfico.

Os mergulhos de foliação ou xistosidade das ro chas do embasamento concordam com as variações observadas

nas áreas de ocorrência das rochas metassedimentares, embora existam divergências locais, a exemplo da região de Campanário, onde se observam vergências opostas.

Ao se compararem os estilos de dobramentos das rochas do Grupo Martinópolis e os dos dobramentos das rochas do Grupo São José, nota-se diferença no tocante ao grau de deformação.

Os metassedimentos inferiores, do Grupo Martinópolis, estão condicionados a um desenvolvimento em dobras-falha de polaridades variáveis, como é o caso, por exemplo, dos empurrões de Itacolomy e Covão. Apresentam caráter isoclinal (Foto 01), com dobras cilíndricas em "flexural slip" contendo clivagens plano-axiais (Foto 24), observando-se também dobras parasíticas recumbentes (Foto 25) como feições menores do dobramento regional.

As rochas do Grupo São José, a exemplo da localidade tipo, parecem acomodar-se em estruturas sinclinais de seção escalonada, cuja característica principal são os dobramentos desarmônicos com sinclinais apertadas, ricos em dobras parasíticas que constituem "drags". Este aspecto, teve melhor desenvolvimento nos horizontes calcários com intercalações pelíticas (Foto 26) e nos metacherts ferríferos (Foto 27).

#### 6.3.1.1 - Sinclinal de Timbaúba

Esta estrutura está localizada na folha de Ibuagu e na porção centro-oeste do mapa estrutural do Projeto (Anexo). Possui formato de dobra cilíndrica de caráter assimétrico, cujo plano axial, determinado por microestruturas

turas, apresenta mergulhos tendendo para SE.

O seu flanco NO é limitado pela Falha dos Araçás, estrutura que também a separa dos gnaisses e migmatitos do embasamento. A sua terminação e parte do seu flanco SE encontram-se em contato com rochas do embasamento, contato este aparentemente concordante e, segundo a retilineidade do flanco, falhado. A Falha de General Tibúrcio - Santa Terezinha corta obliquamente a calha desta estrutura num ponto a sul do povoado de São Miguel, rompendo o prolongamento do flanco citado anteriormente.

Não raros são os falhamentos longitudinais de natureza transcorrente à direita e normais que, rompendo a estrutura provocam o colapso parcial da sinclinal no seu limbo NO. Pode-se observar ainda o intenso fraturamento transversal, sub-paralelo aos falhamentos subsidiários. O relevo da serra quartzítica mostra claramente o mergulho da estrutura para NE, no sentido do domínio dos filitos da Formação Santa Terezinha, os quais exibem um elevado grau de alteração.

A sinclinal sofreu influência da tectônica gravitacional cambro-ordoviciana que, localmente, foi comandada pela Falha dos Araçás, estendendo-se a outras falhas menores, tais como as que preservam os sedimentos do Grupo Jaibaras.

A característica principal dos quartzitos basais do Grupo Martinópolis, na Sinclinal de Timbaúba, é sua riqueza em clivagem de fratura mascarando, localmente, o acamamento das rochas. A alteração observada nos filitos da Formação Santa Terezinha não deixa transparecer o estilo de do

bramento, a exemplo dos quartzitos basais, salvo nalgumas situações, onde apresentam microdobramentos produzidos por falhamentos transcorrentes.

#### 6.3.1.2 - Sinclinal de Covão

O desenvolvimento desta estrutura restringe-se à folha Ibuáçu, ocorrendo desde o centro-noroeste até SO, mergulhando depois sob os sedimentos siluro-devonianos da Formação Serra Grande.

Trata-se de uma estrutura diferente dos demais dobramentos característicos da área, pelo seu formato em "V" encurvado, cujo vértice está voltado para NE. À medida que esta estrutura progride para SO torna-se mais ampla, unindo-se a sinclinais menores adjacentes, como mostra o Mapa Geológico da folha Ibuáçu.

Próximo ao empurrão de Covão, apresenta o limbo re-virado, característica que é evidenciada pelo fato dos metapelitos daquela aba mergulharem sob os quartzitos da Formação São Joaquim. Também corrobora esta idéia, a grande frequência de blocos quartzíticos deformados tectonicamente de formas alongadas, que aumentam de dimensão no sentido da base, incorporados aos xistos da Formação Covão, indicando, desta forma, limbo inverso.

A aba ocidental da sinclinal mostra-se em posição normal com os xistos da Formação Covão repousando sobre os quartzitos basais da Formação São Joaquim (Foto 01). Este aspecto do contato e ainda, o alinhamento em crista e os efeitos cataclásticos observados nos xistos, sugerem um falhamento de natureza provavelmente in

versa.

No seio desta estrutura observam-se depósitos atribuídos ao Ciclo Brasileiro, pertencentes ao Grupo São José, que diferem no arranjo estrutural do grupo inferior, por apresentarem vergências de dobramentos antagônicos, cujos planos axiais mergulham predominantemente para NO, com intensidades variáveis. As lineações e eixos dos dobramentos atribuídos ao Ciclo Brasileiro concordam espacialmente com o mergulho da sinclinal abordada.

A característica da macro-estrutura lembra o estilo "en chevron" denunciado, em alguns afloramentos, por dobras fechadas e ponteadas com vergências predominantemente para NO. Este comportamento, ao que parece, não tem continuidade nos metassedimentos superiores (Grupo São José) pois não apresentam polaridades claras de vergências.

A tectônica gravitacional do final do ciclo Brasileiro, além de afetar o Grupo Martinópolis, atingiu os metassedimentos do Grupo São José.

#### 6.3.1.3 - Sinclinal de Ubari

A estrutura definida como Sinclinal de Ubari tem despertado especial interesse por ser parcialmente constituída pelo Grupo São José, que aí apresenta anomalias em cobre e também por sua proximidade à conhecida jazida de Pedra Verde a oeste da Vila General Tibúrcio (folhas Ibuaçu e Lamedouro).

Observações mais apuradas nesta estrutura que pudessem ser usadas para correlações com a jazida de Pedra Ver



de, tornaram-se praticamente impossíveis em virtude das obliterações provocadas por falhamentos, na sua maioria normais e por extensas coberturas de sedimentos siluro - devonianos ou sedimentos mais recentes. A noroeste, a estrutura tem seu flanco interrompido bruscamente por falha, possivelmente de natureza inversa, colocando-o em contato com o Complexo Migmatítico-gnáissico. A sudeste, a Falha de General Tibúrcio - Santa Terezinha atua como limite entre a estrutura e a Anticlinal de General Tibúrcio.

No contexto geral, trata-se de uma sinclinal assimétrica, localmente revirada, com vergências para noroeste e plunge para sudoeste. O flanco sudeste tem como principal característica a inversão de limbo, denunciada pela presença de xistos subpostos aos quartzitos de base com aqueles apresentando microdobramentos em "S", de eixos subverticalizados, produzidos durante a compactação da rocha. Os mergulhos de acamamento neste flanco acusam valores médios a fortes para noroeste.

O flanco noroeste é constituído inteiramente por um serrote de rochas quartzíticas, cujas lineações, originadas pela abundância de clivagens plano-axiais, estão orientadas para sudoeste. Quando se caminha para NE, o serrote tende a desaparecer topograficamente, fenômeno que pode estar ligado aos falhamentos transversais ali observados. O acamamento nesta porção da estrutura é bem visível, com mergulhos fracos a médios de caimento para sudeste.

A terminação perissinclinal da estrutura foi observada no morro do Angelim que parece estar soerguido em relação aos blocos contíguos sudeste e noroeste. O morro é constituído por metapsamitos do Grupo São José, cujos mergulhos

lhos das camadas, lineações e eixos das microdobras com caimento suave para sudoeste, concordam com a terminação da estrutura.

#### 6.3.1.4 - Anticlinal de General Tibúrcio

Localiza-se na área coberta pelas folhas de Ibuaçu e Lamedouro. Caracteriza-se por seu relevo acidentado, forma lenticular, sendo constituída pelas serras quartzíticas envolvendo um núcleo migmatítico-gnáissico. Na sua terminação observam-se rochas xistosas alteradas pertencentes aos epimetamorfitos do Grupo Martinópolis. As rochas do embasamento que formam o núcleo da anticlinal por serem menos resistentes à erosão que os quartzitos, dão lugar ao aparecimento de depressão anticlinal, ladeada pelas camadas quartzíticas, mais jovens.

A NO é limitada pela Falha de General Tibúrcio Santa Terezinha e a SE pelo empurrão de Itacolomy. O seu contorno NE e terminação, são controlados por falhamento transcorrente subsidiário, encontrando-se, a NO encoberto por sedimentos recentes.

A anticlinal possui caráter assimétrico com vergências para NO, ajustando-se ao empurrão de Itacolomy, e "plunge" de eixo para NE.

Os movimentos de gravidade ao longo de falhamentatos NO-SE, que atuaram no vizinho Vale do Ubari, refletem-se nesta estrutura escalonada, principalmente no seu limbo NO.

### 6.3.1.5 - Antiforme de Dom Simão

Este antiforme aparece afetando terrenos do embasamento na área da folha de Santa Terezinha, ocupando a sua parte centro-sul. O antiforme comporta-se como uma estrutura semi-dômica com características de braquidobra cuja porção oriental parece ter sido erodida, estando limitada a norte pelo empurrão de Itacolomy e, a sul, faz limite litológico com gnaisses e migmatitos. A sua terminação apresenta-se bastante coberta por sedimentos recentes dificultando assim a observação de seus contatos com as rochas do embasamento.

A característica marcante do antiforme é uma forte lineação E-O resultante de clivagens plano-axiais que, à primeira vista, se confundem com os traços de acamamento

Na realidade, a direção das camadas é próxima a N-S e os seus mergulhos estão para oeste, com baixo ângulo de inclinação ( $15^{\circ} - 20^{\circ}$ ). Esta disposição das camadas produz um relevo em cuesta no seu flanco oriental cuja linha de escarpa apresenta direção aproximada N-S. Este relevo, de altitudes elevadas, decresce de E para O acompanhando os mergulhos dos estratos.

A estrutura é composta por antiformes abertas e sinformes fechadas com caimentos de eixos para oeste. As vergências dos dobramentos, no seu flanco norte, contíguas à Falha de Itacolomy, estão para sul, concordantes com o empurrão.

A estrutura foi excluída do âmbito das rochas metassedimentares do Grupo Martinópolis por apresentar "plunge" para oeste, o que a leva a mergulhar sob os gnaisses e migmatitos

tos do embasamento, como já referido no modelo e evolução propostos para a região.

### 6.3.2 - Falhas e falhamentos

O elemento falha na área do Projeto Martinópolis, como podemos observar no mapa estrutural do Projeto é, sem dúvida, predominante em relação às estruturas dobradas. Incidindo de forma destacada é o resultado dos vários estágios compressoriais e distensionais que se defende para a evolução geotectônica da área, a qual abriga rochas de idades pré-brasílicas, brasílicas e cambro-ordovicianas. Tal como o restante do Pré-Cambriano do Ceará, a direção das estruturas da área do Projeto se desenvolve segundo NE-SO. Logicamente, o agente compressivo responsável por esse "trend", atuou regionalmente com orientação NO-SE.

Esta observação nos leva a tomar como suporte a teoria regmática dos falhamentos, a exemplo do introduzido por Mello et alii (op. cit.) para os terrenos cearenses, na tentativa de explicar os diversos falhamentos longitudinais da área, cujos movimentos intermitentes parecem remontar do Proterozóico médio, talvez inferior.

No decorrer de suas histórias houve períodos de alívio, com o predomínio das componentes verticais, contemporâneos às épocas de deposição dos grupos Martinópolis, São José e Jaibaras. Após a deposição dos grupos Martinópolis e São José, houve compressão lateral que reativou esses lineamentos com movimentos transcorrentes e inversos. Este fato explica o caráter múltiplo de determinadas falhas como Uruoca-Tucunduba e de Ibuguaçu. No último período de alívio,

atribuído ao Cambro-Ordoviciano, esses falhamentos direcionais foram reativados por gravidade, possibilitando a deposição do Grupo Jaibaras associado, principalmente, às falhas de Jaguarapi e dos Araçás.

O encurvamento da estrutura, como se vê no mapa estrutural do Projeto sugere, como proposto, pelo menos dois períodos compressivos de orientações NO-SE.

De acordo como o modelo do sistema de falhamento transcorrente de caráter mundial proposto por Moody e Hill (1956), atribuímos à orientação NE-SO da estrutura, a direção de dobramento primária resultante de um "stress" NO-SE. As variações para E-O e NNE-SSE, resultam, provavelmente, de componentes secundárias desse "stress" primário principal, às quais se atribuem idades brasileiras.

A observação de movimentos transcorrentes originais ao longo das direções mais expressivas, principalmente na porção ocidental da área, além das direções "drags folds" e empurrões observadas em toda área, são perfeitamente compatíveis com a idéia de uma tensão primária e de suas componentes de segunda e terceira ordens.

A seguir daremos a descrição dos falhamentos mais importantes, da área em questão.

#### 6.3.2.1 - Falha de Itacolomy

A estrutura pode ser observada nos mapas geológicos das folhas de Santa Terezinha, Ibuaçu e Iambedouro, desenvolvendo-se do centro-sul para SO do mapa estrutural do

Projeto, até desaparecer sob os sedimentos da Bacia do Meio Norte.

Na época do Projeto Jaibaras, Costa et alii (op. cit.) interpretaram a falha como um empurrão de NO para SE, que se prolongava desde ao N da cidade de Viçosa do Ceará para NE até ao norte da cidade de Uruoca. O restante do seu traçado foi desmembrado, como vemos no mapa estrutural do Projeto, nas falhas de Casinha, um pequeno trecho de Xixás e de Uruoca-Tucunduba, que apresentam movimentos transcorrentes e inversos.

Seu traçado apresenta direção geral próxima a N 55°E com variações para E-O e NNE-SSO, em forma de arco de concavidade para SE, (ver mapa estrutural do Projeto).

O empurrão pode observar-se principalmente na região de Paula Pessoa onde, ao norte desse distrito, bons cortes da estrada expõem as seções transversais à estrutura. Para leste, ao longo da linha do empurrão, existem evidências que comprovam também o mesmo fenômeno. No segmento a SO de Paula Pessoa até às escarpas da serra da Ibiapaba, os afloramentos que evidenciam o movimento são raros, mas a cataclase observada no contato com as rochas do embasamento, são bastante sugestivos no que se refere a existência do falhamento que, neste trecho, parece assumir características de falha inversa.

Ao norte de Paula Pessoa, no âmbito dos xistos e filitos do Grupo Martinópolis, as rochas apresentam dobramentos desarmônicos (Foto 25), com planos axiais com mergulhos fracos para norte, em desenvolvimento para dobras de arraste tendendo para empurrão. Não raros são os "drags" em "Z" e

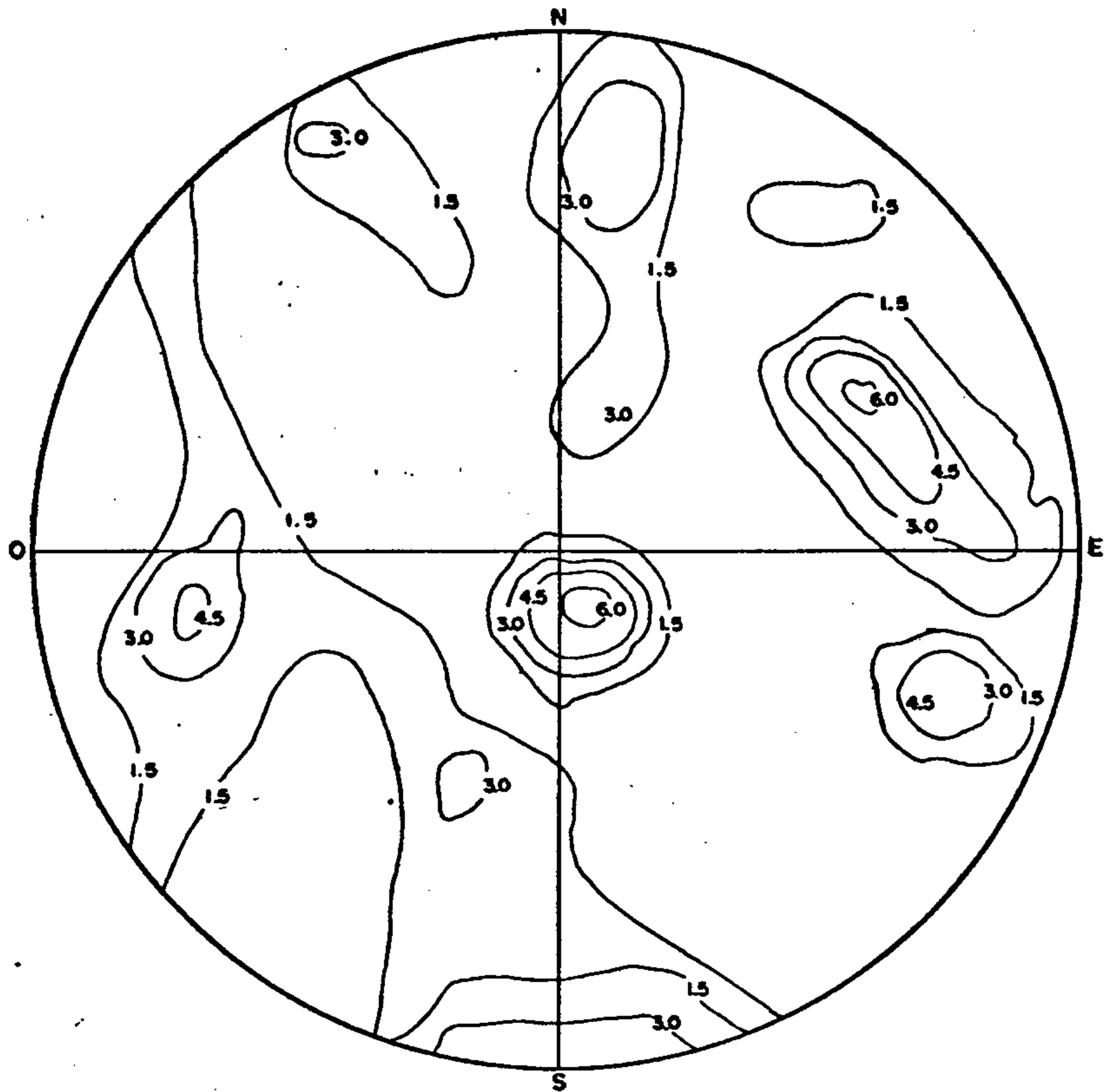


DIAGRAMA - 1

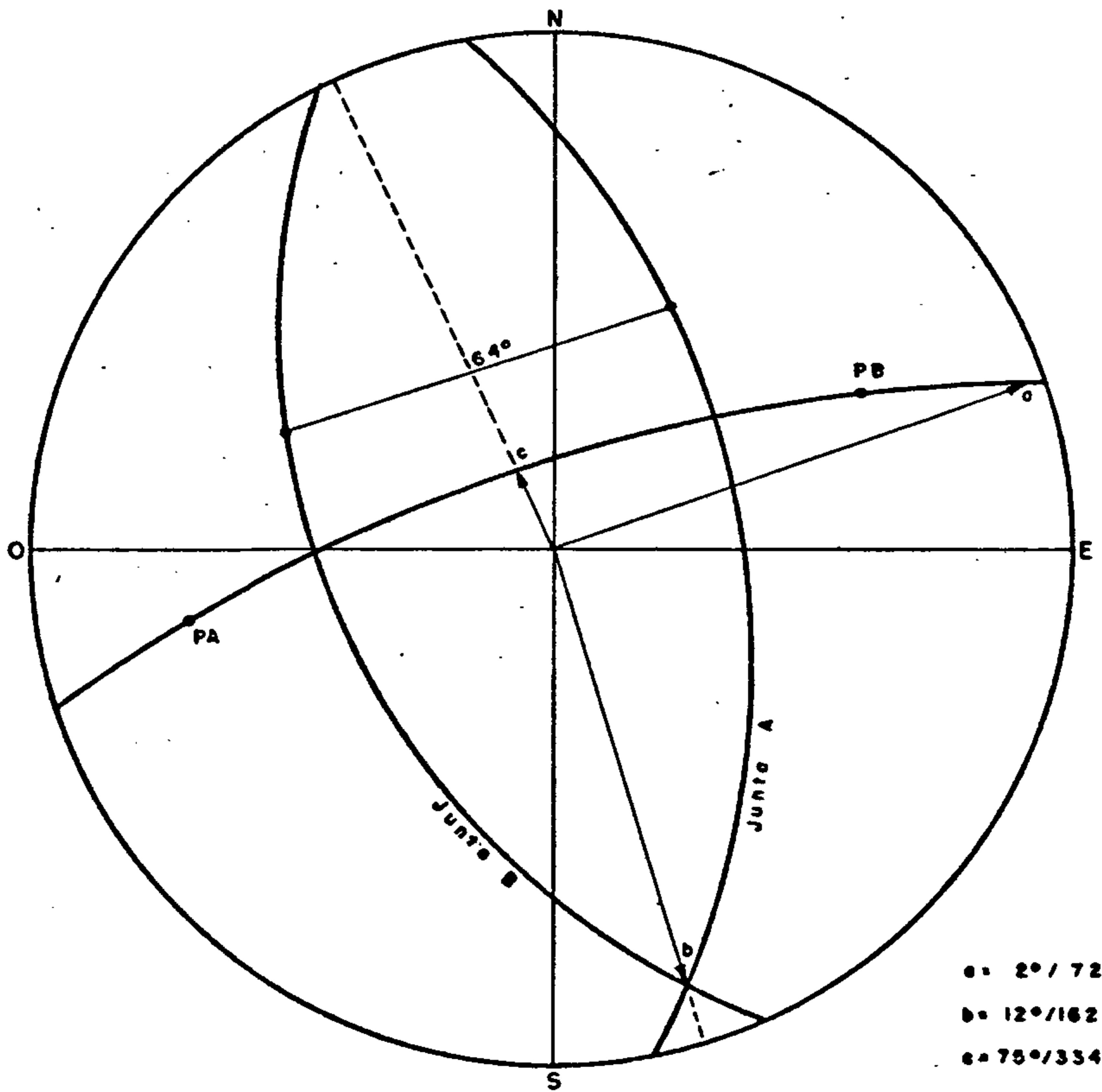


DIAGRAMA - 2

"S", observados nos cortes da estrada, concordantes com a idéia do movimento. Na zona de contato dos metapelitos com os quartzitos da Formação São Joaquim, devido à maior competência da litologia, a deformação por dobramento dá lugar a deformação ratural, observando-se um maior fraturamento na rocha, que se reflete através de clivagens plano-axiais subhorizontalizadas (Foto 28). Os quartzitos basais do Grupo Martinópolis na serra de São Joaquim caracterizam-se por dobramentos em "flexural slip" (Foto 24), cujos dobramentos em "M" representam zona de charneira anticlinal.

Foi realizado um apanhado de atitudes de fraturas na seção transversal descrita acima, que foram plotadas no diagrama polar da figura 19, resultando daí em concentrações de polos de clivagens plano-axiais e de par de fraturas de cisalhamento como se mostra no diagrama - 1 da figura 19. As concentrações correspondentes ao par de fraturas de cisalhamento, possibilitaram a determinação dos três eixos do elipsóide de deformação, que são representados no diagrama - 2 da mesma figura. Os rumos destas medidas, quando plotados em diagrama setorial (Fig. 20), mostram máximos a NNO e ONO resultantes de fraturas de cisalhamento, cuja bissetriz coincide com a direção do esforço regional considerado.

Longitudinalmente ao traço da falha observou-se a leste de Paula Pessoa brecha tectônica, além de limbos inversos de dobra, cujas atitudes fracas para N refletem talvez um estilo de dobramento recumbente na zona do empurrão. Ao sul do distrito, nas imediações do falhamento, aparece rocha quartzítica cataclasada com desenvolvimento de fraturas conchoidais, produzindo estruturas pseudo-ocelares no quartzito, de eixo maior paralelos ao plano do empurrão. A SO de



Paula Pessoa até as proximidades da cidade de Viçosa do Ceará, são observadas brechas quartzosas e rochas do embasamento sobre os quartzitos de São Joaquim, constituindo feição típica de falhamentos dessa natureza.

#### 6.3.2.2 - Falha de Covão

Esta estrutura está localizada na porção ocidental da área do Projeto, desenvolvendo-se no flanco sudeste da sinclinal do Covão, situada no mapa geológico da folha de Ibuaçu. Apresenta orientação NNE-SSO, concordante com o "trend" estrutural e mostra sua metade meridional inferida, quando limita a oeste o Grupo São José, assinalado naquela porção da área (ver mapa estrutural do Projeto).

Costa et alii (op. cit.), caracterizam essa falha como indiscriminada, assinalando-a, em grande parte, ao longo do contato de quartzitos com os xistos ocorrentes naquela região.

Neste trabalho foi considerada como falha inversa por apresentar litologias mais metamórficas no caso os quartzitos de São Joaquim, sobre xistos da Formação Covão, fato comprovado na sinclinal do Covão que apresenta seu flanco sudeste invertido, resultante do regime de dobramento daquela porção da área.

Além da posição invertida das camadas, são assinalados efeitos cataclásticos no âmbito dos filitos do Grupo Martinópolis, em local ao pé da escarpa da serra da Ibiapaba, onde se podem observar dobramentos em "slip fold" com vergências para noroeste, ricos em clivagens plano-axiais evidenciando o deslocamento.

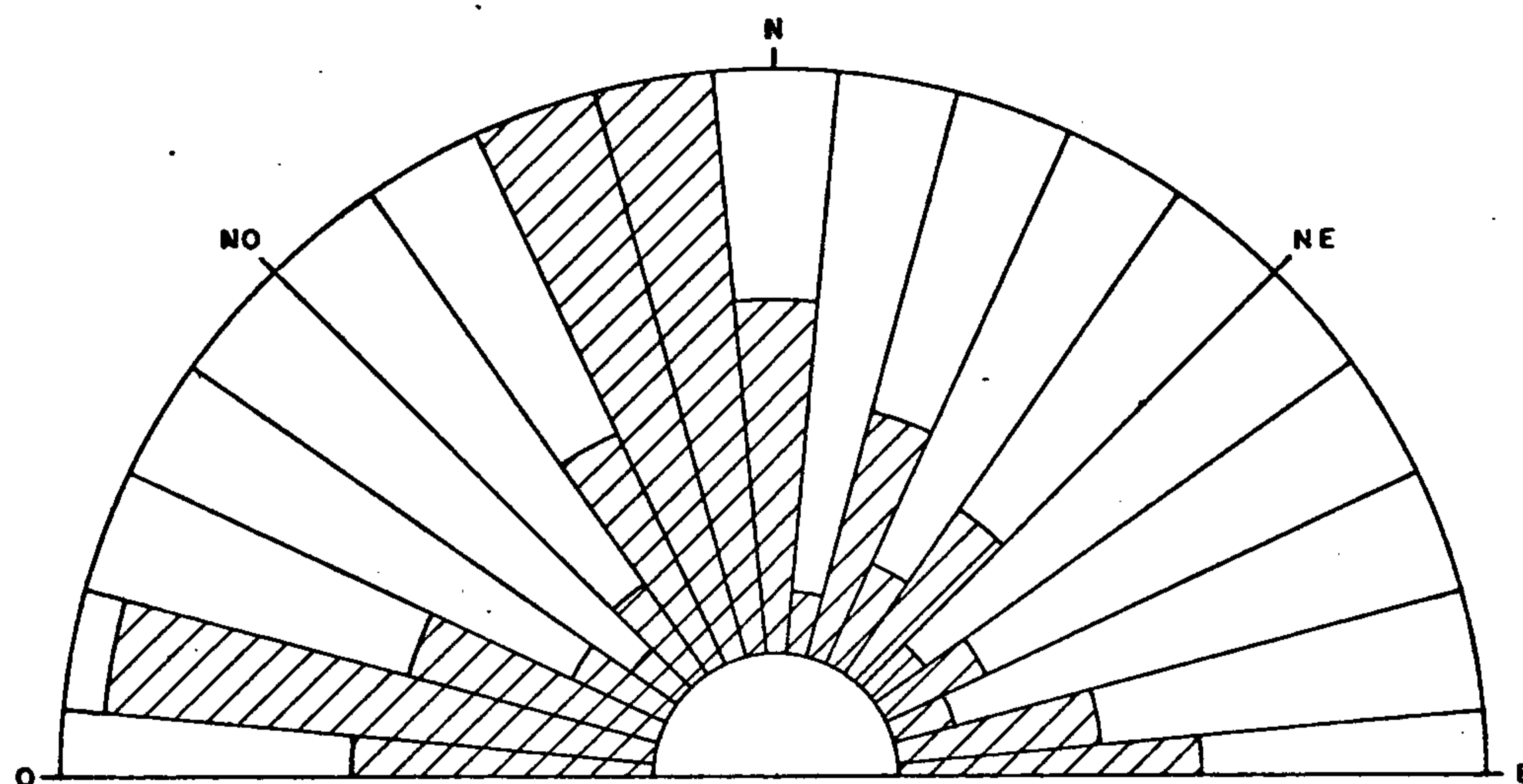


Diagrama setorial de fraturas, coletadas da Formação São Joaquim, em perfil executado ao Norte do distrito de Paula Pessoa

### 6.3.2.3 - Falha de Ibuguaçu

O lineamento é observado no N e NO do mapa estrutural do Projeto. Apresenta direção geral próxima a  $N60^{\circ}E$ . Estende-se da cidade de Granja para SO e, quando passa nas proximidades do distrito de Ibuguaçu, sofre uma inflexão para NNE, acompanhando o "trend" da calha metassedimentar de Martinópolis até desaparecer sob os sedimentos da Formação Serra Grande, separando a O e NO os metassedimentos do Grupo Martinópolis do embasamento migmatítico-gnáissico.

Costa et alii (op. cit.), denominaram este lineamento de Zona de Cisalhamento de Granja, bem caracterizada por uma faixa considerável de cataclasitos observados ao longo de toda a extensão da falha.

Neste Projeto, observou-se o falhamento desde a norte do distrito de Petimbu até a sul de Ibuguaçu (ver mapa estrutural do Projeto), trecho onde ocorre a borda NO da calha metassedimentar de Martinópolis, objeto principal deste trabalho. Na oportunidade, foi assinalado como de rejeito múltiplo com movimentos transcorrentes e inversos tal como vem representado no mapa estrutural do Projeto. No domínio de movimento inverso, o quartzito apresenta-se cataclásado e brechado com mergulho de acamamento variando de  $40^{\circ}$  a  $65^{\circ}$  para SE. O movimento transcorrente é considerado anterior ao falhamento inverso e pode ser caracterizado, em natureza e movimento, no sítio Moiticica situado a 4 km oeste do distrito de Petimbu. Neste local foram observadas rochas do Complexo Migmatítico-gnáissico, composto por quartzitos, migmatitos e cataclasitos, por vezes milonitizados. Exibem mergulhos fortes para SE e NO, na maioria das vezes verti

calizados, resultantes do movimento transcorrente. O movimento da falha foi determinado através de observação de "drags" dextrais na superfície verticalizada de quartzitos e em rocha metabasítica migmatizada, onde os raros veios neossomáticos se dobram em "Z", formando "drag" de movimento à direita.

#### 6.3.2.4 - Falha de General Tibúrcio-Santa/Terezinha

Esta falha separa a sinclinal do Ubari da anticlinal de General Tibúrcio na folha de Lambedouro, enquanto que na folha de Ibuagu rompe a aba SE da sinclinal da Timbaúba a sul do povoado de São Miguel e, seguindo para NE no rumo  $N35^{\circ}E$ , atravessa o distrito de Santa Terezinha indo terminar na falha dos Araçás.

Trata-se de uma falha transcorrente de traçado retilíneo característico, com movimento à esquerda indicado pelo modo de ajustamento dos traços de acamamento à zona de falha. Quando se encurva, no seu extremo NE, apresenta movimento normal que é evidenciado pela ocorrência de sedimentos cambro-ordovicianos.

Frequentemente observam-se cataclasitos que, localmente, desenvolvem microdobramentos de eixos verticalizados em "S", comprovando o movimento original do falhamento. Na parte SO da área do Projeto (Folha de Lambedouro), no limbo SE da sinclinal do Ubari, foram observados quartzitos do Grupo São José com mergulho de acamamento forte, cataclásados. Nas rochas xistosas sobrejacentes, também verticalizadas, aparecem microdobramentos em "S" além de estrias de "slikensides" horizontais como reflexo do movimento.

A partir do distrito de Santa Terezinha, para NNE, a falha apresenta movimento vertical separando, na folha de Santa Terezinha, formações do Grupo Jaibaras.

#### 6.3.2.5 - Falha dos Araçás

A falha dos Araçás apresenta rejeito múltiplo tal como a maior parte dos grandes falhamentos ocorrentes na área. Desenvolve-se aproximadamente segundo  $N50^{\circ}E$ , limitando o flanco NO da sinclinal da Timbaúba das rochas migmatíticas e gnáissicas do embasamento.

O movimento transcorrente é bem visível em fotos aéreas no âmbito das metamórficas, cujos traços de acamamento e foliação, encurvados de acordo com os movimentos dos blocos, deixam transparecer movimento à direita interpretado como o mais antigo. Em escala de afloramento, a falha caracteriza-se pelo desenvolvimento de brechas quartzosas caoticamente arranjadas, blocos quartzosos alinhados segundo a direção do falhamento ( $N50^{\circ} - 60^{\circ}$ ) e intenso cataclasamento das rochas quartzíticas dominantes.

O movimento de gravidade, datado do Cambro-Ordoviciano, e intimamente relacionado com a deposição do Grupo Jaibaras é observado a norte do distrito de Santa Terezinha, onde a falha põe em contato sedimentos do Grupo Jaibaras com os migmatitos do embasamento. Aí, os arenitos Pacujá apresentam mergulhos de estratificação convergindo para a zona de falha, onde ocorrem blocos quartzosos alinhados com impregnações manganésíferas além de intensa silicificação, resultantes do falhamento.

#### 6.3.2.6 - Falha de Campanário

Esta falha apresenta direção geral E-O com variações para ONO-ESE, passa pelo distrito de Campanário, desenvolvendo-se do centro-sul para SE da área do Projeto. Está posicionada integralmente no âmbito das rochas do embasamento, preferencialmente, nos tipos quartzíticos, e seu traço retilíneo reflete sua natureza transcorrente. Com base nos mergulhos medidos ao longo da linha de falha, admite-se que o plano de falha possua mergulho para S, concordante com as atitudes das rochas do embasamento, que se copõem às vergências dos dobramentos das metassedimentares, acima da Falha de Xixás (ver mapa estrutural do Projeto).

Ao longo do lineamento aparece grande variedade de cataclasitos desde milonitos a brechas, desenvolvidos nas rochas migmatíticas e quartzíticas, respectivamente. Localmente, a oeste de Campanário, foram observados microdobramentos em "Z" que caracterizam o falhamento com movimento à direita. Ainda na zona de cisalhamento são vistos microfalhas, concordantes em direção e movimento com o lineamento principal.

#### 6.3.2.7 - Falha de Uruoca-Tucunduba

A falha Uruoca-Tucunduba, de traçado sinuoso, inicia-se a N do distrito de Campanário, prolongando-se para E até próximo de Uruoca, altura em que sofre inflexão para NE, indo perder-se sob os sedimentos cenozóicos já na área da folha de Pinacuí.

Costa et alii (op. cit.), denominaram este lineamento

mento de falha de Tucunduba interpretando-a como de gravi  
dade, a qual atribuíram o limite E do chamado Graben de Mar  
tinópolis.

Neste Projeto, a falha foi interpretada como de re  
jeito múltiplo assumindo parte do trecho anteriormente atri  
buído à Falha de Itacolomy e apresentando movimentos trans  
correntes e inversos, assinalados no mapa estrutural do Pro  
jeto. Constatou-se também que o falhamento não delimita a  
estrutura metassedimentar, já que nos tipos litológicos, ob  
servados ao norte da falha aparecem rochas gnáissicas de  
grau metamórfico moderado, pertencentes ao embasamento.

Nos trechos submetidos a transcorrência, são ob  
servados cataclasitos verticalizados (Foto 29) e blastese  
de minerais de granada provocada por deformação das rochas  
gnáissicas. Nos quartzitos a NO de Uruoca e a SO do açude  
de Tucunduba, folhas de Uruoca e Panacuí, respectivamente,  
observam-se microdobramentos de eixos verticalizados cujas  
disposições em "Z" refletem movimento transcorrente à direi  
ta. Nas zonas de empurrão observa-se nos cortes transver  
sais, desenvolvimento de microdobras em "Z" ou em "S", com  
atitudes de planos-axiais intermediários a fracos para NO,  
vergindo para o núcleo migmatítico aflorante a oeste da ci  
dade de Uruoca.

#### 6.3.2.8 - Falha de Xixás

Desenvolvendo-se segundo a direção geral NE-SO na  
porção oriental da área do Projeto a falha de Xixás assume  
forma encurvada de concavidade voltada para NO, caracterís  
tica esta observada nos lineamentos no canto SE da área. Po

de ser visualizada parcialmente nos mapas geológicos das folhas de Uruoca, Martinópolis e Panacuí ou integralmente no mapa estrutural do Projeto, no trecho entre o norte do distrito de Campanário e o extremo NE da área do Projeto, altura em que desaparece sob os sedimentos do Grupo Barreiras.

Foram Costa et alii (op. cit.), quem primeiro a denominaram de Falha de Xixás, que figurou naquele Projeto como falhamento indiscriminado, desenvolvido nos metassedimentos considerados naquele trabalho como do Pré-Cambriano Superior.

Neste Projeto, a falha foi caracterizada como transcorrente, constituindo o elemento que delimita a porção SE da faixa epimetamórfica de Martinópolis.

Ao longo do lineamento são frequentes os indícios de cataclase observados como estiramento e quebramento de minerais, formação de estrutura de fluxo, segregação de material quartzoso e intenso fraturamento da rocha que, localmente, assume aspecto milonítico (Foto 30). Os cataclasitos apresentam mergulhos intermediários a fortes e sutis microdobramentos em "Z" (Foto 31), de eixos verticalizados, caracterizando o movimento dextral do falhamento.

#### 6.3.2.9 - Falha de Paulista

A falha pertence ao mesmo sistema de Xixás, formando com a última o par delimitante do Grupo São José assinalado na porção oriental da área do Projeto. Apresenta extensão considerável, com início na falha de Jaguarapi ao sul do distrito de São Miguel, segue para NE mais ou menos paralelamente ao "trend" estrutural até desaparecer sob os



sedimentos cenozóicos do extremo NE da área.

Os efeitos cataclásticos da falha, em escala de afloramento, devido ao espesso manto de intemperismo existente naquela porção da área, são dificilmente observáveis verificando-se, com mais frequência, um pronunciado fraturamento. A identificação da falha Paulista é visível em locais privilegiados, quando se observam mergulhos fortes de acamamento, sujeitos a microdobramentos em "Z" de "plunges" pouco acentuados, que refletem movimento de blocos à direita. Este movimento também é visualizado em aerofotos e mapas ao norte do falhamento quando os traços de acamamento sofrem influência da falha produzido "drags folds" dextrais.

Tal como para a falha de Xixás, também para a falha em questão se admitem movimentos de gravidade ao longo de sua história.

#### 6.3.2.10 - Falha de Martinópolis

Iniciando-se no centro-sudoeste da área do Projeto, com traço retilíneo de direção NE-SO, prolonga-se para NE longitudinalmente às estruturas até desaparecer sob o Grupo Barreiras, no extremo NE da área. Seu traço passa na cidade de Martinópolis encoberto pela vasta ocorrência local de cobertura cenozóica. Morfologicamente é caracterizada por pequenas cristas e vales alinhados. A natureza transcorrente e de movimento à direita da falha, além das feições fotográficas, que os evidenciam, podem ser observados em afloramentos pelos mergulhos de acamamento fortes, de tendências para NO e SE, ao longo dos quais microdobramentos locais de "plunges" pouco intensos indicam um movimento à di

reita.

A O e SO de Martinópolis a falha é pouco visível em fotografia aérea, evidenciando-se no terreno por alinhamento de blocos formando pequenas elevações. Neste local, se um observador colocado sobre a linha de falha confrontar as altitudes dos blocos norte (Foto 32) e sul (Foto 33), sentirá uma nítida quebra de relevo resultante de movimento de gravidade com o bloco norte, nitidamente mais abatido. Este abatimento criou condição à sedimentação molássica do Grupo Jaibaras, depositado ao norte do falhamento, na região a leste de Santa Terezinha.

O falhamento apresenta visível rejeito, múltiplo, com transcorrência observada a NE de Martinópolis e abatimento a O e SO desta cidade.

O movimento de gravidade ao longo do falhamento parece ter sido especialmente ativo em duas épocas distintas, sendo uma primeira possivelmente contemporânea à deposição do Grupo São José e a última cambro-ordoviciano, na época de deposição do Grupo Jaibaras. Esta hipótese é levantada pela inexistência de sedimentos Jaibaras associados ao falhamento no local a O de Martinópolis. A fase Jaibaras se manifesta no bloco abatido citado através da Falha de Maravilha (ver mapa estrutural do Projeto), que condiciona o limite sul da sedimentação molássica.

#### 6.3.2.11 - Falha de Jaguarapi

Como se observa no mapa estrutural do Projeto, a falha representa o limite NO do Grupo Jaibaras ocorrente na porção oriental da área do Projeto. Quando se desenvolve

para SO delimita litologias do grupo sedimentar (ver mapa geológico da folha de Santa Terezinha) e associa-se à Falha de General Tibúrcio-Santa Terezinha, a SO do distrito de Santa Terezinha, no âmbito das rochas metassedimentares do Grupo Martinópolis.

Neste Projeto, apresentar-se-á para a falha uma interpretação diversa da atribuída por Costa et alii (op. cit.), no que se refere à sua natureza e do seu traçado para SO. Em Costa et alii (op. cit.) o falhamento é assinalado como uma zona de cisalhamento de movimento de gravidade, representando parte do limite NO do chamado "Graben de Martinópolis". Agora será apresentado como falha de rejeito múltiplo terminando, a SO, na falha de General Tibúrcio-Santa Terezinha (ver mapa estrutural do Projeto) de orientação NNE-SSO, cujo ramo meridional foi atribuído, por Costa et alii (op. cit.), à zona de cisalhamento de Jaguarapi.

Como se vê no mapa estrutural do Projeto, o seu movimento predominante é de gravidade, de idade cambro-ordoviciano, responsável pela nítida quebra topográfica (Foto 34) constituindo a borda NO do graben. Reativação provavelmente mesozóica que cataclasou e dobrou localmente os arenitos Pacujá (Foto 35), possivelmente no estágio de alívio que propiciou a instalação do vulcanismo filoneano básico profuso na região. Ao longo do abatimento observa-se intensa silicificação e cataclase, frequência de blocos quartzo-leitosos alinhados e formação de brecha quartzosa.

O movimento transcorrente original, além de ser caracterizado pelo traço retilíneo visível nas fotografias aéreas, é constatado no terreno por vasta ocorrência de cata

clasitos melhor desenvolvidos e observados no âmbito das rochas do embasamento nas folhas de Paracuí e Martinópolis. Nos cataclasitos observam-se atitudes fortes de foliação que produzem morfologia em cristas alinhadas. Localmente, desenvolvem-se microdobramentos em "Z" com eixos de mergulhos acentuados refletindo "drag folds" dextrais.

O movimento de falha inversa assinalado ao sul do povoado de São Miguel (ver mapa estrutural do Projeto), é provavelmente resultante de uma direção de "drag fold", provocada pelo movimento transcorrente.

#### 6.3.3.3 Falhamentos menores

Os falhamentos menores observados na área do Projeto, apresentam extensão reduzida dispendo-se transversal ou obliquamente às estruturas.

Quando são assinalados com transcorrência, sempre de pequena monta, a definição da natureza do movimento foi baseada não só no deslocamento e truncamento das estruturas, como também na existência de "drag folds" formados no ajustamento dos traços de foliação e/ou acamamento às falhas.

Falhamentos de pequeno porte, de movimentos verticais identificados nas sinclinais do Covão e Ubari, têm especial importância por afetarem os terrenos do Grupo São José. A idade de parte desses movimentos é atribuída ao cambro-ordoviciano, devido à presença de sedimentos molássicos do Grupo Jaibaras a eles associados. Na falta dos psamitos e psamitos do Grupo Jaibaras, como acontece na região da sinclinal do Covão, os abatimentos também apresentam regis

tros pré-cambrianos quando deixam de deslocar metassedimentos estratigraficamente superiores. São determinados em escala de afloramento ou em fotografias aéreas, quando fraturas íngremes cortam transversalmente a estrutura provocando colapso de blocos. Longitudinal e subparalelamente à Falha de Covão observa-se, no bloco NO da falha, movimento de gravidade, provavelmente pré-cambriano, colocando em contato clorita-xistos superiores da Formação Covão com os quartzitos basais da Formação São Joaquim. Esse movimento provavelmente está associado a deposição do Grupo São José na região de Oitís.

Efeitos de deslocamento aparentemente transcorrentes em algumas dessas falhas, como pode ser observado a O e NO do distrito de Paula Pessoa, são devidos a efeitos de gravidade que não possuem a magnitude daqueles que limitam os depósitos dos sedimentos Jaibaras.

#### 6.3.4 - Parâmetros microestruturais

Os parâmetros planares e lineares coletados, são aqui reunidos e tratados estatisticamente e representados em mapas de disposição dos dobramentos e de frequência do fraturamento, para correlação com o apresentado pela área. Para isso utilizaram-se diagramas polares e setoriais, construídos a partir de atitudes de plano axiais, acamamento, foliação, eixos de dobras, lineações e fraturas.

Como a área objeto do trabalho abrangue especificamente o âmbito dos epimetamorfitos onde, ao longo da estrutura se observam variações do seu "trend" (ver mapa estrutural do Projeto), dividiu-se a faixa em setores de I a

VI (vide anexos), cada qual com características próprias, no tocante as vergências dos dobramentos, caimentos das estruturas e frequência do fraturamento.

As conclusões do ponto de vista microestrutural relativas aos terrenos metassedimentares refletem mais exatamente o arranjo estrutural do Grupo Martinópolis já que, além do Grupo São José estar apenas representado em cerca de 20% da área total os seus afloramentos são comparativamente bastante mais escassos.

Na integração dos dados coletados não se observaram diferenças radicais entre os dois grupos no que tange às direções estruturais. Tal fato deve-se à configuração estrutural da área do Projeto, que foi condicionada por uma compressão orientada segundo NO-SE, defendida neste trabalho.

#### 6.3.4.1 - Elementos representativos das estruturas dobradas

Para se visualizar as variações de atitudes apresentadas pelos planos axiais e eixos dos dobramentos na faixa epimetamórfica, subdividiu-se a área em trechos de "trends" aproximadamente retilíneos mostrados em anexo. As medidas de acamamento e foliação, planos axiais, eixos de microdobras e lineações, medidos nos respectivos setores, foram utilizados na construção dos diagramas polares das figuras 21, 22, 23 e 24, os quais resultaram nos estereogramas locados em anexo.

Com base nas distribuições dos polos dos diversos parâmetros nos diagramas das figuras 21, 22, 23 e 24, con

clui-se que:

- O caráter escalonado dos dobramentos observados na área, refletem-se nos diagramas 1, 2, 4 e 7, através das distribuições dos polos de lineações em mais de um quadrante. Uma outra disposição é mostrada nos diagramas 5 e 6, onde os polos concentram-se em zonas bem definidas, indicando, com boa precisão, os mergulhos dos eixos dos dobramentos.
- A distribuição equilibrada dos polos de acamento entre os quadrantes NO e SE dos diagramas 1, 2, 3, 4 e 7, refletem o caráter assimétrico dos dobramentos, nos respectivos setores. Quando ocorrem concentrações pouco dispersas a exemplo dos diagramas 5 e 6, refletem regime de dobramentos inversos.
- Quando polos de planos axiais não apresentam distribuição alinhada como no diagrama 2, pode-se suspeitar de fenômeno de redobramento, dobramentos atectônicos ou ainda encurvamento das estruturas dobradas ("drags folds") em zonas de transcorrências.

Como vemos em anexo, os estereogramas locados a leste do meridiano  $41^{\circ}$ , correspondentes aos epimetamorfitos, não apresentam vergências uniformes de dobramentos, ao contrário dos referentes aos setores a oeste, onde os dobramentos apresentam vergências claras para NO. Os mergulhos de eixos nos estereogramas refletem os máximos de polos determinados nos diagramas polares. No setor II do ane

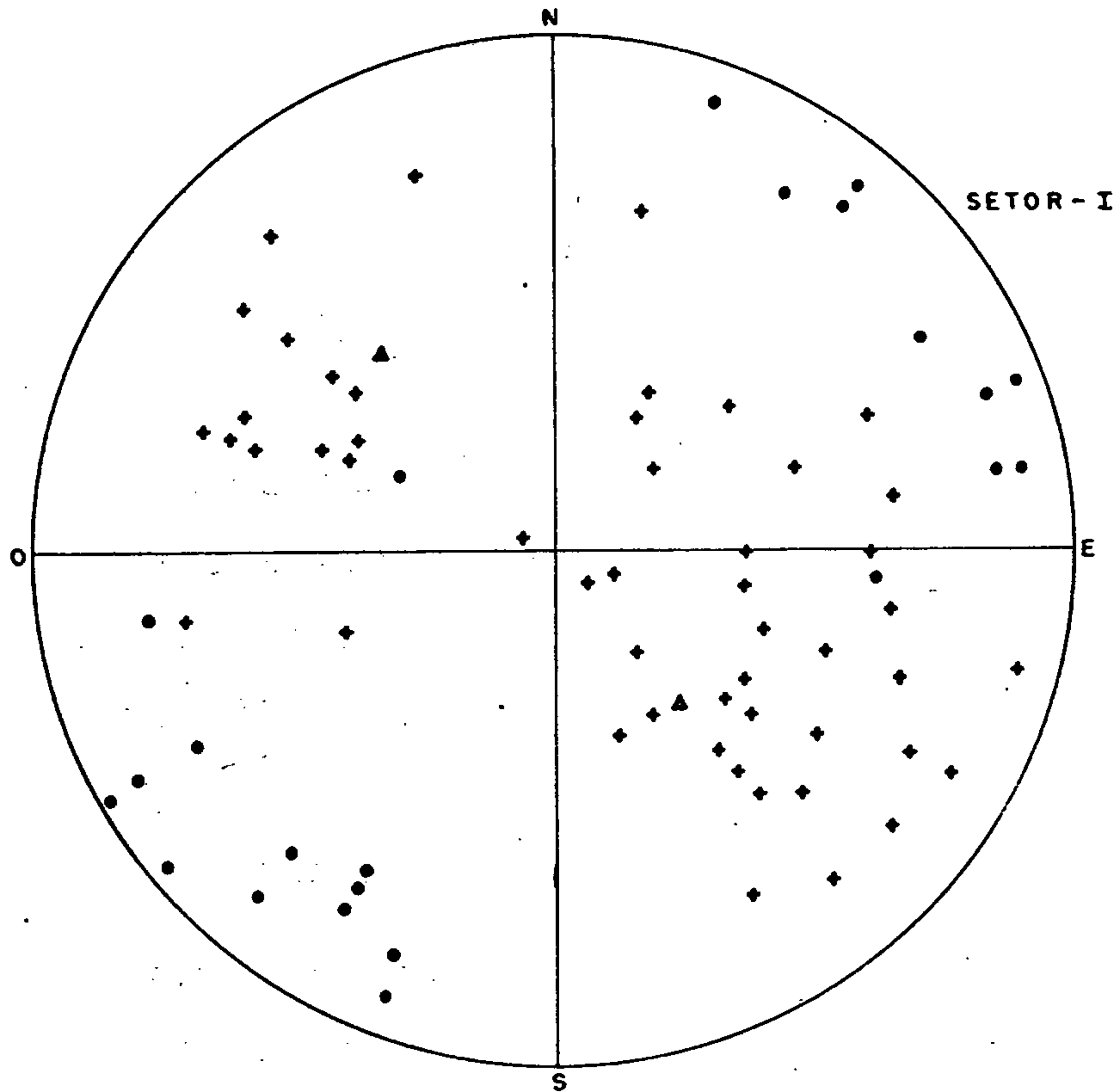


DIAGRAMA - 1

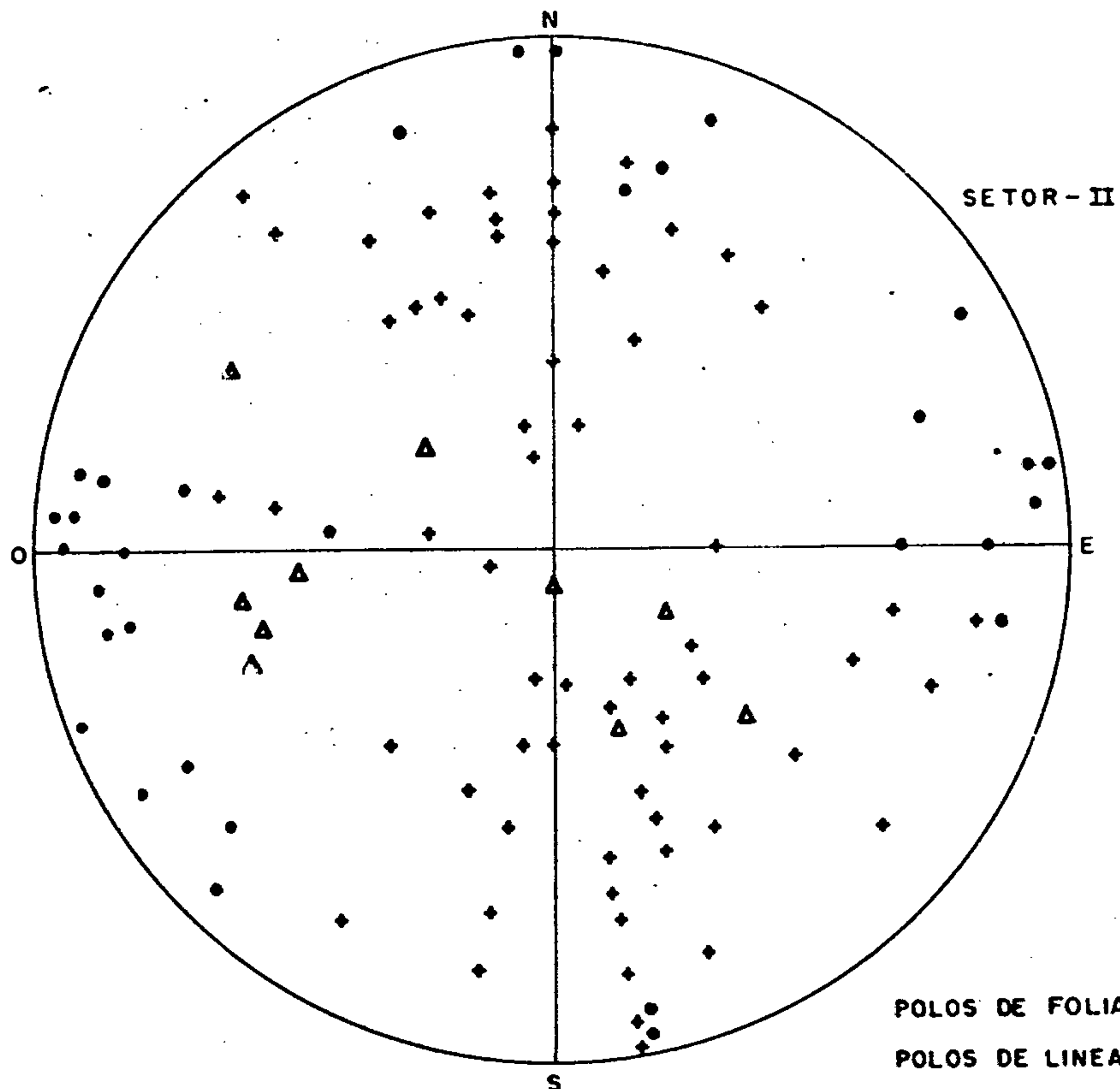
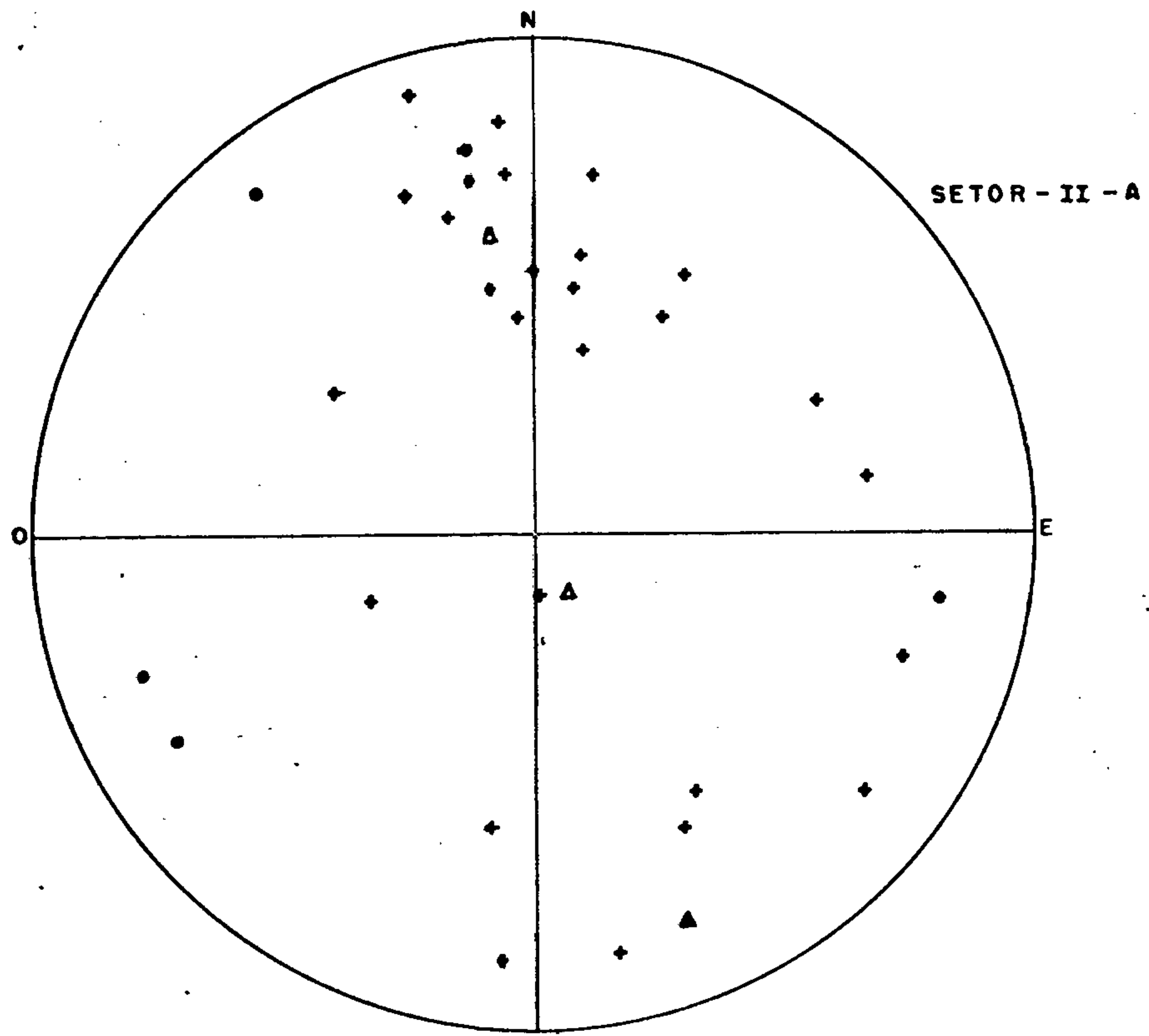


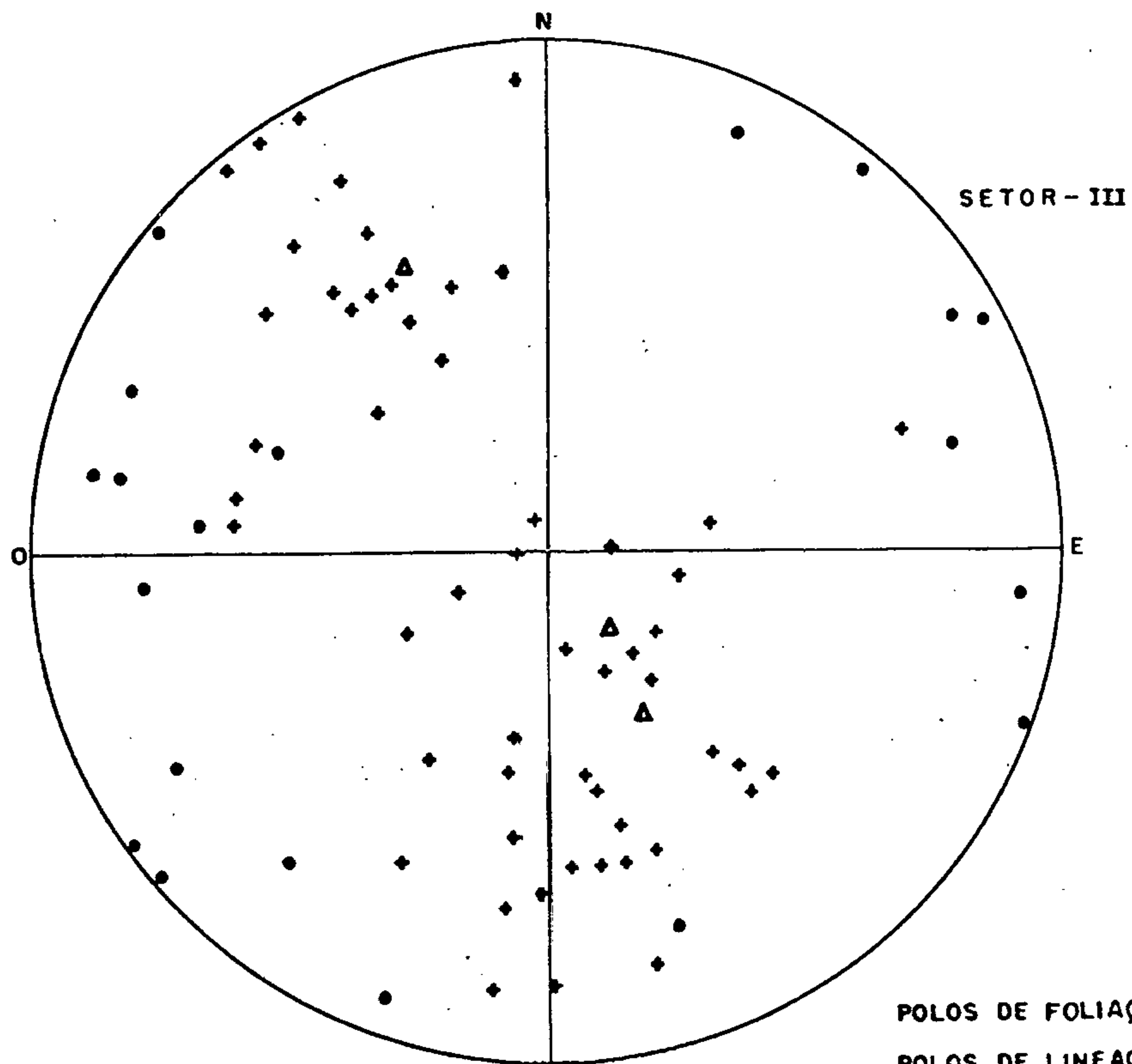
DIAGRAMA - 2

POLOS DE FOLIAÇÕES    ◆  
 POLOS DE LINEAÇÕES    ●  
 POLOS DE PLANO AXIAIS    ▲





S  
DIAGRAMA - 3



S  
DIAGRAMA - 4

POLOS DE FOLIAÇÕES ◆  
 POLOS DE LINEAÇÕES ●  
 POLOS DE PLANO AXIAIS ▲

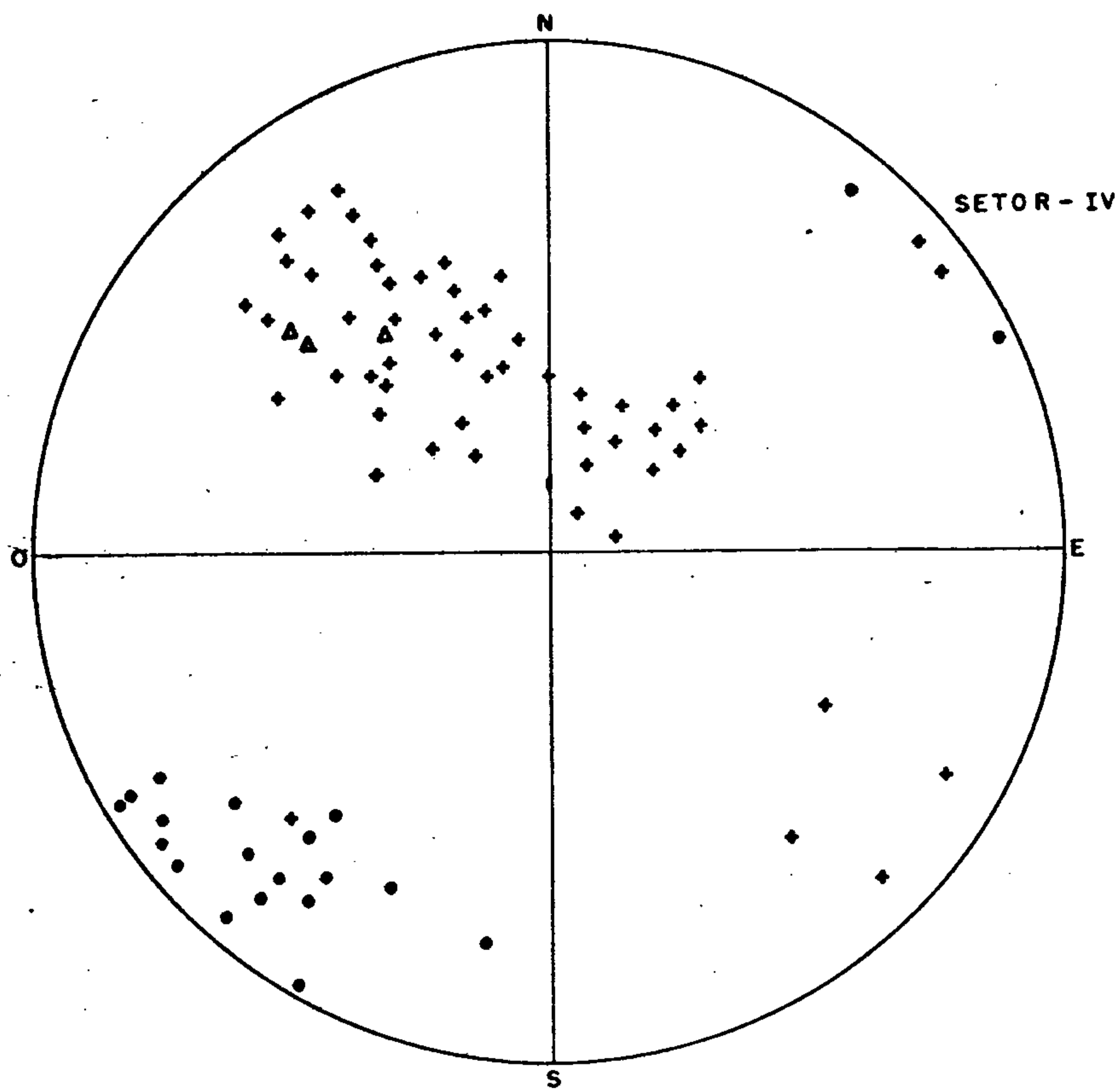


DIAGRAMA - 5

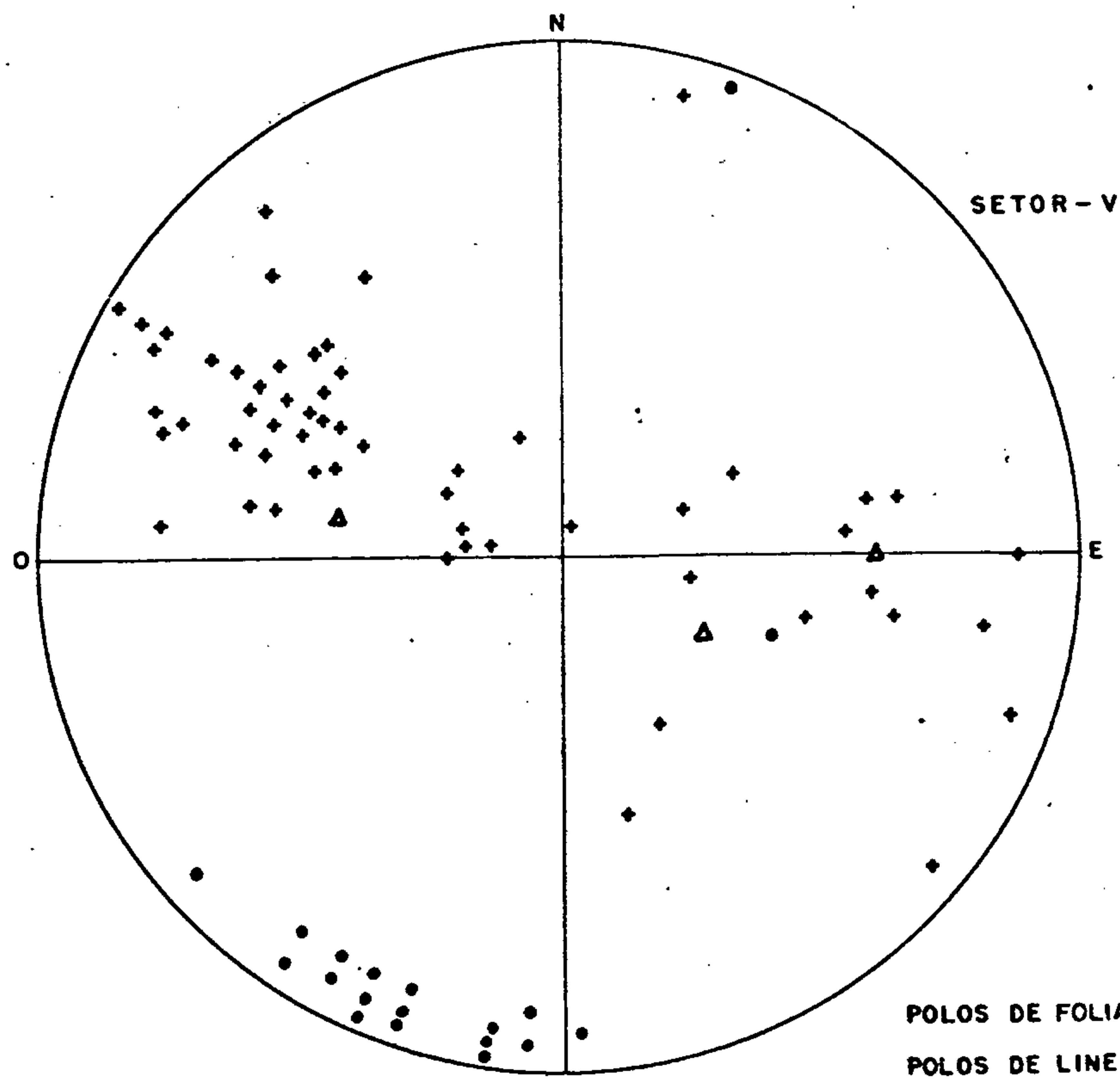
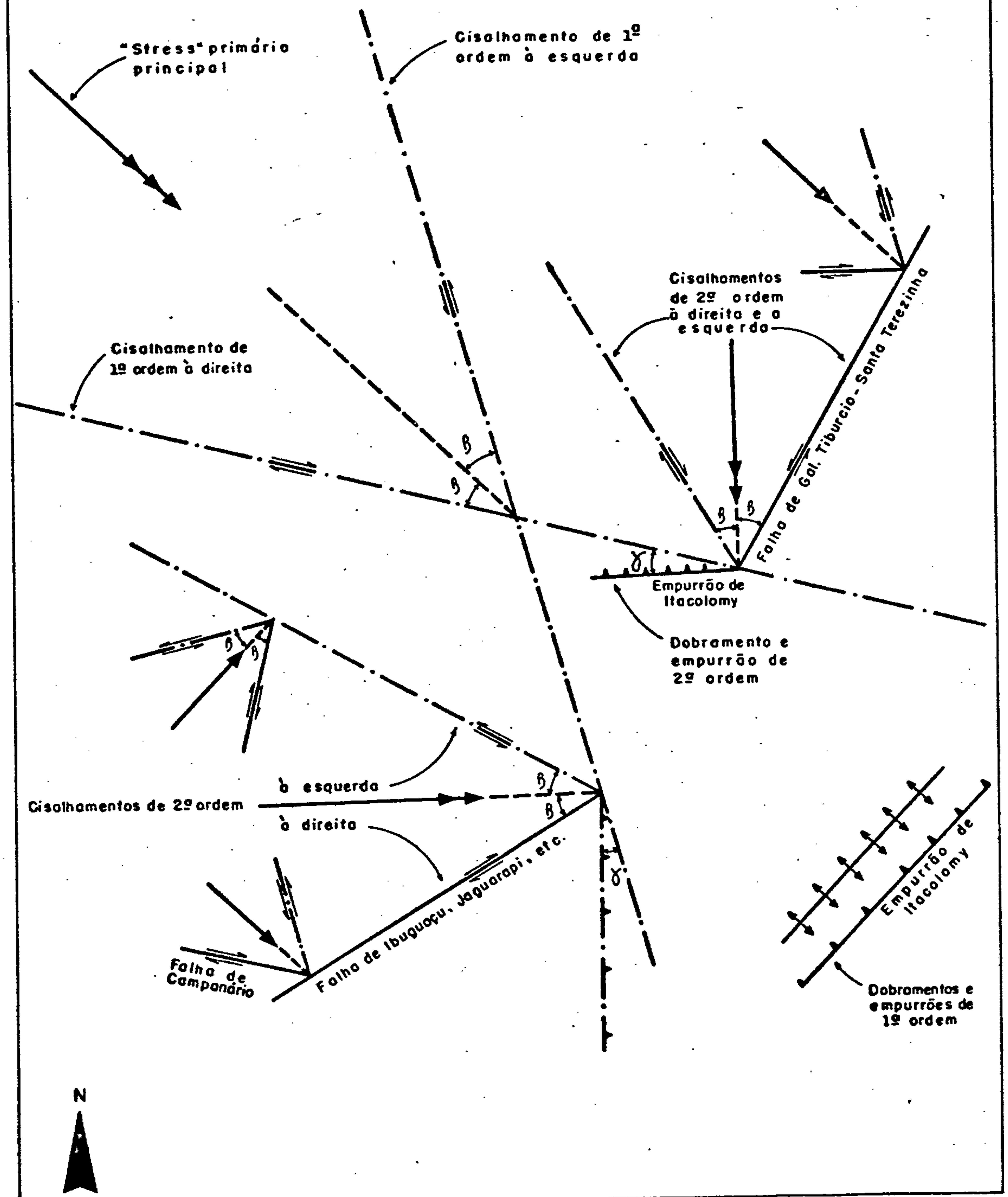


DIAGRAMA - 6

POLOS DE FOLIAÇÕES    ◆  
 POLOS DE LINEAÇÕES    ●  
 POLOS DE PLANO AXIAIS    ▲

**DIREÇÕES DE FALHAMENTOS IDENTIFICADAS NA ÁREA DO PROJETO MARTINÓPOLE ASSINALADAS EM NEGRITO**



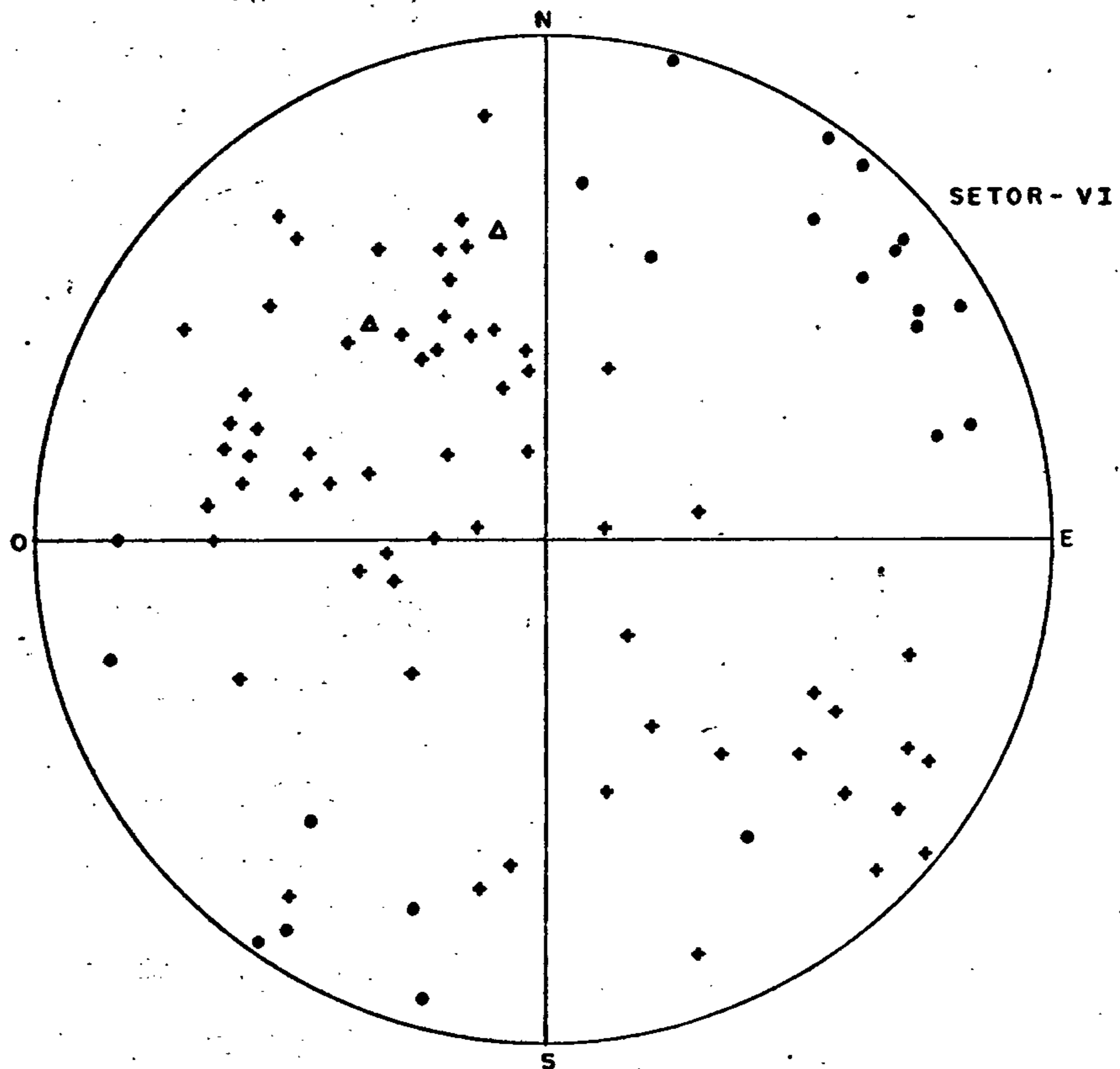


DIAGRAMA - 7

- POLOS DE FOLIAÇÕES    ◆
- POLOS DE LINEAÇÕES    ●
- POLOS DE PLANO AXIAIS    ▲

xo, pode-se observar a diferença no regime de dobramentos entre os epimetamorfitos e o embasamento mais antigo, no que concerne aos mergulhos dos planos axiais.

#### 6.3.4.2 - Fraturas

Para o estudo do fraturamento, adotou-se o mesmo procedimento estatístico usado para os dobramentos, no que se refere a subdivisão da área em setores. Este artifício facilitou a visualização da preferência do fraturamento, através de diagramas setoriais locados em anexo, que mostram as direções mais frequentes.

Correlacionando-se nos respectivos setores as direções de máximos do fraturamento com as dos dobramentos conclui-se que, em toda a área predominam as juntas de tensão dispostas transversalmente à estrutura. As direções de cisalhamento podem se confundir com as juntas de tensão, manifestando-se através de pequenas falhas transcorrentes transversais identificadas no setor I. As juntas de alívio longitudinais à estrutura, apresentam-se mais ou menos desenvolvidas e pouco frequentes.

#### 6.3.5 - Considerações sobre regmagênese

Levando-se em consideração o "trend" NE-SO da área do Projeto, em correlação à direção estrutural do restante do Ceará, adotar-se-á um agente compressivo cíclico de orientação NO-SE, como responsável pelas direções de dobramentos e falhamentos ocorrentes.

Mello et alii (op. cit.), aplicaram o modelo reg

mático na região do NE oriental com sucesso, reconhecendo falhamentos transcorrentes importantes como os de Tauá, Senador Pompeu e Patos, correlacionáveis a entidades homólogas estudadas na Venezuela e Colômbia, constatadas como resultantes de um "stress" primário principal de direção NO-SE.

No caso da área do Projeto Martinópolis, esta compressão parece atuar com certa ritmicidade em reorientações de esforços para componentes secundárias, imprimindo à estrutura uma forma de um imenso "drag" dextral (ver mapa estrutural do Projeto). Daí a causa de a maioria dos falhamentos transcorrentes observados apresentar movimento à direita.

Moody e Hill (op. cit.), admitem a segmentação da crosta em blocos poligonais contornados por grandes lineamentos, chamados falhas limitantes, componentes principais do sistema tectônico de juntas. Admitem ainda que o contínuo movimento ao longo destas falhas, pode fazer com que alguns destes blocos permaneçam livres de esforços em determinadas épocas podendo ser mais facilmente sujeitos a movimentos gravitacionais.

Com base na hipótese acima podemos admitir que na divisão de Kegel (op. cit.) da figura 12, ter-se-ia o Bloco Coreaú como um desses blocos não tensionados, verificando-se no seu seio elevada incidência de abatimentos superimpostos aos falhamentos transcorrentes, contornado pelos blocos Acaraú, Santa Quitéria e Itapagé, comprovadamente comprimidos, os quais apresentam vários falhamentos transcorrentes.

Na área do Projeto situada no Bloco Coreaú, encontram-se registros deste fenômeno nas litologias considera

das brasileiras (Grupo São José), através de vulcanismo intercalado na sequência, a qual apresenta horizontes sujeitos a fenômenos de "slump", característicos de instabilidade de bacia. Até aos tempos mesozóicos, encontram-se marcos desta movimentação negativa, que foram abordados na descrição da falha de Jaguarapi.

Assim, observando-se as direções de falhamentos transcorrentes e empurrões da área do Projeto, constatou-se a proposição de Mello (op. cit.), quando admitiu um "stress" de ângulo  $\alpha = 315^{\circ}$  e suas componentes de segunda e terceira ordens, como responsáveis pela atual estruturação da área. Na figura 25, estão traçadas, em negrito, as direções de falhamentos transcorrentes e inversos, resultantes do "stress" primário principal considerado e de suas componentes de até terceira ordem.

Comparando a figura 25 com o mapa estrutural do Projeto, concluímos que:

- Falhamentos principais à esquerda ou à direita estão ausentes.
- Quanto aos movimentos inversos primários assinalam-se trechos das falhas de Itacolomy e Covão, as quais virgam para E-O e NNE-SSO, em consequência dos efeitos secundários.
- Os falhamentos longitudinais de natureza transcorrente de rumos entre  $N50^{\circ}-60^{\circ}E$ , são os mais frequentes e apresentam movimentos originais à direita, localmente reativados para gravidade. São considerados de segunda ordem resultantes da componente equatorial, do "stress" primário

- principal considerado.

- Com rumo próximo a  $N30^{\circ}E$ , tem-se a falha de General Tibúrcio-Santa Terezinha de onde partem os vários lineamentos dextrais, que se desenvolvem na porção oriental da área do Projeto. Sua orientação e movimento à esquerda se enquadram no grupo dos lineamentos secundários resultantes da componente meridional.
- As orientações E-O e NNE-SSO dos principais empurrões citados são interpretados como secundários em resposta, respectivamente às componentes meridionais e equatoriais da tensão principal NO-SE.
- Quanto aos efeitos de terceira ordem, pode-se correlacionar as direções assinaladas na figura 25, com os falhamentos de segmentos limitados mostrados no mapa estrutural do Projeto que, na maioria das vezes, apresentam direções transversais ao "trend" estrutural.

O ângulo  $\beta$ , formado pelas direções das tensões consideradas e seus respectivos cisalhamentos, se aproxima do valor teórico de  $31^{\circ}$ . Quanto ao ângulo  $\gamma$ , constituído pelo arco compreendido entre as direções de transcorrência e dos dobramentos e empurrões adjacentes, pode variar de  $0^{\circ}$ , por exemplo ao sul do distrito de São Miguel onde um movimento inverso coincide com a transcorrência de Jaguarapi, até  $30^{\circ}$  como se vê a NE de Martinópolis quando dobras anticlinalis e sinclinalis se ajustam à falha de Martinópolis, de movimento à direita (ver mapa estrutural do Projeto). No ge



ral, o ângulo  $\gamma$  apresenta valores médios entre  $10^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , observados em toda área nas zonas contíguas aos falhamentos transcorrentes assinalados.