UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T594
U.S.P.

ANÁLISE ESTRUTURAL DAS FAIXAS ECTINÍTICAS ASSOCIADAS AO FALHAMENTO DE CUBATÃO ENTRE AS REGIÕES DE JUQUIÁ E PEDRO BARROS-ESTADO DE SÃO PAULO

MARCOS EGYDIO DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006041

SÃO PAULO
1981

Aos meus pais, a minha mulher
e ao meu filho Syllas Neto

Página

ÍNDICE

CAPÍTULO I 1

1 - INTRODUÇÃO 1

1.1 - Objetivo 1

1.2 - Localização 1

1.3 - Metodologia 3

1.4 - Terminologia 4

CAPÍTULO II 6

2 - ESTUDOS ANTERIORES 6

CAPÍTULO III 11

3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA 11

CAPÍTULO IV 14

4 - O BLOCO NORTE 14

4.1 - Introdução 14

4.2 - Considerações em Relação aos Termos Migmatito e Gnaisse 14

4.3 - Litologia 16

4.4 - Metamorfismo 18

4.5 - Geologia Estrutural 20

4.5.1 - Introdução 20

4.5.2 - Análise das Estruturas 21

4.6 - Relações Metamorfismo-Deformação 27

CAPÍTULO V 29

5 - O BLOCO SUL 29

5.1 - Introdução 29

5.2 - Litologia 29

5.2.1 - Rochas Metapsamíticas 29

5.2.1.1 - Quartzitos 29

5.2.2 - Rochas Cristalofilianas 30

Página

5.2.2.1 - Migmatitos 30

5.2.2.1.1 - Paleossoma 30

5.2.2.2.2 - Neossoma 31

5.2.2.2 - Rochas Granitóides 31

5.2.2.3 - Rochas Metabásicas 34

5.2.2.4 - Rochas Granulíticas--Charnockíticas 34

5.3 - Considerações sobre o Metamorfismo 36

5.4 - Considerações sobre a Geologia Estrutural 38

CAPÍTULO VI 42

6 - O BLOCO CENTRAL 42

6.1 - Introdução 42

6.2 - Litologia 42

6.2.1 - Rochas Metapelíticas e Metapsamíticas 42

6.2.2 - Rochas Calco-Silicáticas 45

6.2.3 - Rochas Metabásicas 47

6.2.4 - Rochas Básicas 47

6.2.5 - Rochas Granitóides 48

6.3 - Metamorfismo 51

6.4 - Geologia Estrutural 52

6.4.1 - Introdução 52

6.4.2 - Estruturas Coesivas 53

6.4.2.1 - A Primeira Fase de Deformação 53

6.4.2.2 - A Segunda Fase de Deformação 56

6.4.2.3 - A Terceira Fase de Deformação 66

6.4.3 - Estruturas Disruptivas 72

Página

6.4.4 - Método de Determinação Gráfica das Direções de Encurtamentos, Alongamento e Intermediária através de uma População de Fraturas de Cisalhamento 83

6.4.4.1 - Considerações e Descrição sobre o Método Utilizado 83

6.4.4.2 - Resultados Obtidos 86

6.4.5 - Faixas Ectiníticas do Bloco Central - Modelo Explicativo 92

6.5 - Considerações sobre as Relações Metamorfismo-Deformação 97

CAPÍTULO VII 99

7 - ROCHAS CATACLÁSTICAS 99

CAPÍTULO VIII 102

8 - RELAÇÃO ENTRE AS ESTRUTURAS DOS DIFERENTES COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS 102

CAPÍTULO IX 106

9 - CONCLUSÕES 106

AGRADECIMENTOS 110

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 111

RESUMO 116

EM ANEXO:

1 MAPA GEOLÓGICO
1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS SECÇÕES GEOLÓGICAS
1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS
5 PERFIS GEOLÓGICOS

Página

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da região estudada. 2

Figura 2 - Compartimentação tectônica da área. 12

Figura 3 - Formação do bandamento do tipo gnáisse a partir de dobramentos isoclinais. 24

Figura 4 - Detalhe referente ao afloramento (9) da secção C-D. 24

Figura 5 - "Croqui" relativo ao afloramento (11) da secção C-D. 25

Figura 6 - Diagrama Schmidt-Lambert - projeção polar de planos axiais de dobras. 37

Figura 7 - "Croqui" referente as estruturas observadas no afloramento (07) (vide Mapa 1). 40

Figura 8 - Dobramento isoclinal referente a primeira fase de deformação. 55

Figura 9 - Diagrama Schmidt-Lambert - 100 polos de foliações relativo ao Domínio A. 57

Figura 10 - Diagrama igual área - referente à foliação cataclástica da zona de falha Cubatão. 58

Figura 11 - Diagrama igual área - polos de planos axiais de dobras referentes a segunda fase de deformação. Domínio B. 60

Figura 12 - Diagrama igual área - foliação $S_{C1}//S_{CO}$ referente ao Domínio B. 61

Figura 13 - "Croqui" relativo ao afloramento (13) da secção C-D. 62

Figura 14 - Diagrama Schmidt-Lambert - polos de eixos e planos axiais de dobras mesoscópicas. Domínio C. 63

Figura 15 - Diagrama igual área - polos de eixos de dobras centimétricas relativas a segunda fase de deformação. Domínio D. 64

Página

Figura 16 - "Croqui" referente ao afloramento (MRT-01). 67

Figura 17 - "Croqui" relativo ao afloramento (11 da secção A-B. 69

Figura 18 - Diagrama igual área - lineações de intersecção. 71

Figura 19 - Fraturas associadas a uma zona de transcorrência. Sistema Riedel. 73

Figura 20 - Estereograma referente às fraturas do Domínio E. 74

Figura 21 - Diagrama igual área - 70 polos de juntas relativo ao Domínio F. 75

Figura 22 - Diagrama igual área - fraturas referentes ao Domínio D. 77

Figura 23 - Diagrama igual área - 123 polos de juntas. Ferrovia Mayrink-Santos - Túnel 15. 78

Figura 24 - Esquema referente a zona de falha de Cubatão com os sistemas principais de fraturas associados. 79

Figura 25 - Diagrama igual área - fraturas referentes ao Domínio G. 80

Figura 26 - Esquema referente a zona de cataclase Itariri com os sistemas de fraturas associados. 81

Figura 27 - Esquema de Moody e Hill (1956). 84

Figura 28 - "Croqui" referente aos grandes falhamentos da região, com seus principais sistemas de fraturas. 84

Figura 29 - Desenho mostrando os planos de falhas estriados com os seus respectivos "planos de movimento" - modelo proposto por Arthaud (1969). 87

Página

Figura 30 - Diagrama igual área - fraturas com planos estriados dos Domínios B, C, D e E. 88

Figura 31 - Projeção polar das estrias dos planos referentes ao diagrama da Figura 28. 89

Figura 32 - Projeção polar dos planos de movimento relativos aos diagramas das Figuras 28 e 29. 90

Figura 33 - Diagrama Schmidt-Lambert mostrando os eixos cinemáticos (XY e Z). 91

Figura 34 - Esquema sobre os falhamentos transcorrentes segundo Emmons (1969). 96

Figura 35 - Esquema de evolução geológica proposta pelo autor para a região. 105

Figura 36 - Esquema mostrando duas hipóteses para a evolução da região em estudo. 109

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Página

Fotomicrografia 01 - Secções (001) de cristais de sillimanita associadas a biotitas. 19

Fotomicrografia 02 - Sillimanita na forma fibrosa em gnaisses do Bloco Norte. 19

Fotomicrografia 03 - Cristais de hornblenda e biotitas associadas. 32

Fotomicrografia 04 - Detalhe de duas gerações de biotitas. 33

Fotomicrografia 05 - Secção delgada dos filitos grafitosos. 43

Fotomicrografia 06 - Pseudomorfos de chiastolita que se encontra substituída por sericitas. 44

Fotomicrografia 07 - Duas xistosidades em mica xistos. Bloco Central. 46

Fotomicrografia 08 - Fotomicrografia de uma rocha calcossilicática. Bloco Central. 46

Fotomicrografia 09 - Feldspato potássico com estrutura do tipo pertita. 49

Fotomicrografia 10 - Cristais de plagioclásio com estrutura tipo mirmequita. 49

Fotomicrografia 11 - Plagioclásio sericitizado na parte central com suas bordas menos alteradas. 50

Fotomicrografia 12 - Cristal de microclíneo quebrado - Granito Pedro Barros. 54

Fotomicrografia 13 - Dobramento isoclinal referente a primeira Fase de Deformação. 54

Página

Fotomicrografia 14 - Filitos grafitosos com dobras isoclinais da primeira Fase de Deformação. 55

Fotomicrografia 15 - Redobramento das dobras isoclinais. 65

Fotomicrografia 16 - Dobras em "*chevron*" referentes a segunda Fase de Deformação. 66

Fotomicrografia 17 - Típico milonito. Falha Itariri. 100

Fotomicrografia 18 - Quartzitos cataclásticos dobrados isoclinalmente. Falha Cubatão. 101

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Página

Foto 01 - Dobra do tipo 1C (Ramsay, 1967) localizada no Bloco Norte. 26

Foto 02 - Fotografia da Imagem Landsat mostrando regionalmente o Bloco Itatins. 36

Foto 03 - Dobramento da foliação metamórfica Bloco Sul. 39

Foto 04 - Dobras isoclinais que sofreram redobramentos - Bloco Sul. 41

Foto 05 - Figura de interferência devido a redobramento - Bloco Sul. 41

Foto 06 - Dobras do tipo "*flexural-slip*" e "*chevron*" pertencentes ao Domínio B-Bloco Central. 59

Foto 07 - Detalhe do afloramento (MRT-01) relativo aos filitos grafitosos. 67

Foto 08 - Falha normal com estrias verticais - Bloco Central. 95

CAPÍTULO I

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Objetivo

A finalidade principal desta dissertação é fornecer, na medida do possível, uma explicação sobre a geometria das faixas ectiníticas contidas ao longo do falhamento de Cubatão nos arredores de Miracatu e Juquiá no Estado de São Paulo.

Faz parte desta pesquisa uma definição geométrica do falhamento principal e dos seus ramos secundários e a caracterização das principais estruturas coesivas e disruptivas associadas e suas relações geométricas e temporais.

Deu-se ênfase à análise estrutural em escalas micro, meso e macroscópicas, ao tratamento estatístico e gráficos dos dados de lineações e foliações, e a confecção de mapa geológico e modelos interpretativos para explicar esse grande falhamento.

1.2 - Localização

A região pesquisada corresponde a parte das folhas topográficas de Miracatu (SG-23-V-A-II-3), Pedro Barros (SG--23-V-A-II-1), Juquiá (SG-23-V-A-I-4) e Foz do Açungui (SG--23-V-A-I-2) (Figura 1).

Na Folha de Foz do Açungui a região se delimita pelos paralelos 24°12'00" e 24°15'00" de latitude sul e pelos meridianos 47°30'00" e 47°45'00" de longitude a oeste de Greenwich.

Na Folha de Miracatu a área está delimitada pelos paralelos 24°15'00" e 24°20'00" de latitude sul e pelos meridianos 47°15'00" e 47°30'00" de longitude a oeste de Greenwich.

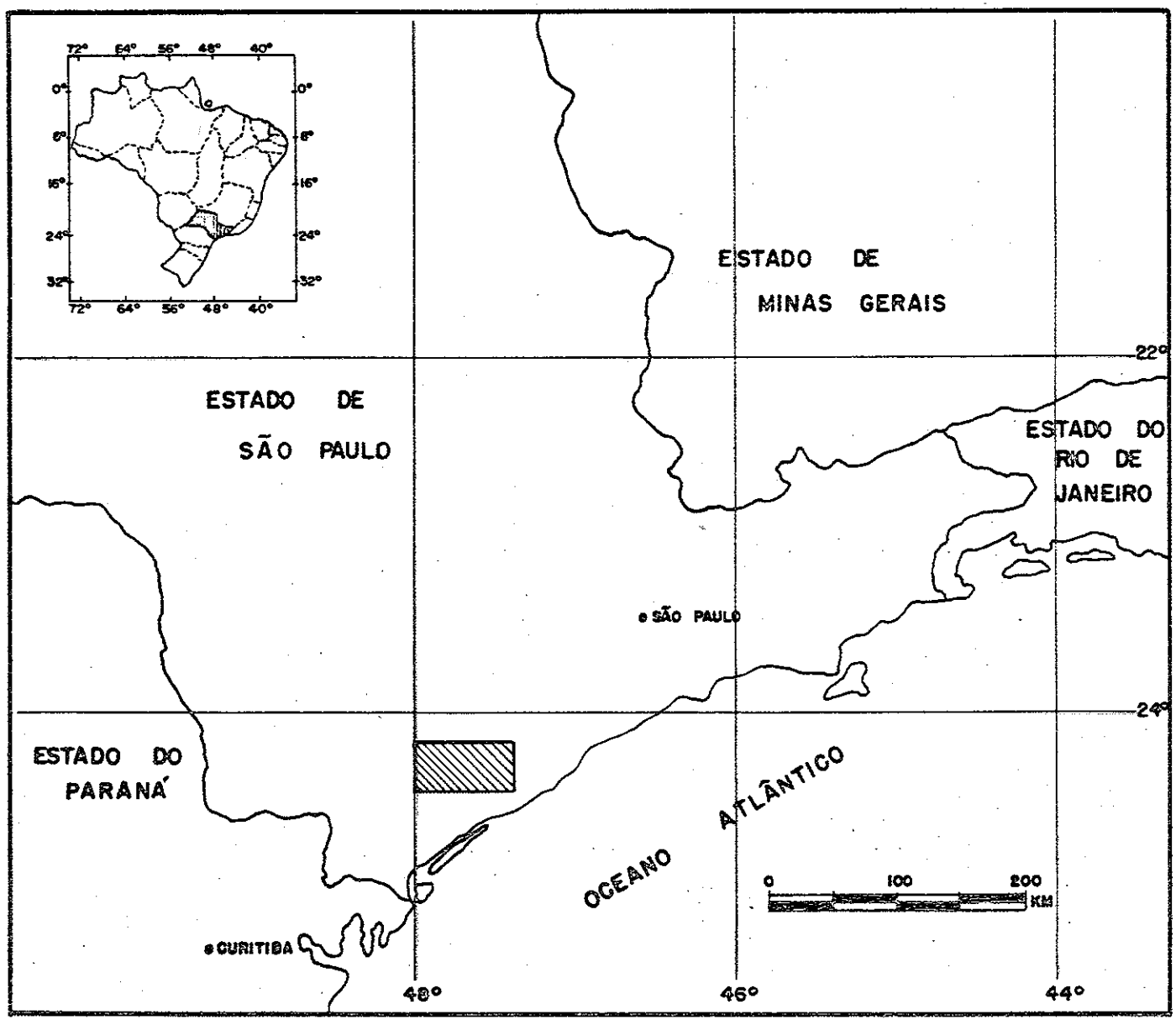


FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área na Folha de Pedro Barros se delimita pelos paralelos 24°12'00" e 24°15'00" de latitude sul e pelos meridianos 47°15'00" e 47°30'00" de longitude a oeste de Greenwich.

Finalmente, na Folha de Juquiá a região pesquisada está delimitada pelos paralelos 24°15'00" e 24°23'00" de latitude sul e pelos meridianos 47°30'00" e 47°45'00" de longitude a oeste de Greenwich.

A região estudada perfaz uma área de aproximadamente 900 km^2.

São abrangidos os municípios de Miracatu, Juquiá, Registro e Pedro de Toledo, tendo como principal via de acesso a Rodovia Regis Bittencourt, BR-116. Outras rodovias merecem destaque como a Biguá-Iguape, Juquiá-Sete Barras e a Juquiá-Tapirai (SP-79).

O sistema ferroviário existente pertence a FEPASA (Ferrovias Paulistas, S/A) que mantêm os ramais Mayrink--Santos, Santos-Jundiaí e Santos-Juquiá.

1.3 - Metodologia

Na execução dos trabalhos de campo, fez-se uso de mapas plani-altimétricos, escala 1:50.000, editados pelo IBGE. São as Folhas de Juquiá, Miracatu, Pedro Barros e Foz do Açungui.

As fotografias aéreas utilizadas são da escala aproximada de 1:25.000, tiradas em 1972 pelo Serviço Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul S/A. Utilizou-se ainda imagens de satélite ERTS na escala 1:250.000 para a interpretação das macroestruturas.

Nas atividades de campo utilizou-se a técnica, já há muito consagrada, de perfis contínuos ao invés de observações puntuais, o que traz a vantagem de permitir no campo uma visão das interrelações geológicas e uma melhor amostra

gem dos diferentes tipos litológicos.

O estudo das amostras seguiu as técnicas e critérios convencionais para o exame de secções delgadas ao microscópio polarizador e para as observações macroscópicas.

Foram usados microscópios marca Leitz-Wetzlar e uma lupa binocular marca Bausch-Lomb. Nestes estudos, objetivou-se a caracterização da paragênese mineral de cada amostra e das microestruturas contidas.

A análise estrutural seguiu os princípios ditados por TURNER & WEISS (1963), WHITTEN (1966), RAMSAY (1967), ARTHAUD (1969), HOBBS *et al.* (1976) e VIALON *et al.* (1976).

Nos domínios homogêneos escolhidos, foram feitas medidas de estruturas planares e lineares, em número adequado para representar os sistemas presentes. Os dados foram lançados em diagrama Schmidt-Lambert, por projeção estereográfica dos polos de planos e retas. A distribuição de polos, analisada pelos meios estatísticos adequados à técnica, conduziu à determinação das orientações preferenciais das estruturas e de suas relações geométricas.

Deu-se ênfase ao uso da microtectônica no estudo geométrico de zonas falhadas, método utilizado e elaborado por ARTHAUD em 1969. Este procedimento será detalhadamente descrito no capítulo referente às estruturas.

A fotointerpretação acompanhou as etapas do mapeamento geológico, e teve caráter de orientação para os trabalhos de campo a serem executados.

Nas atividades de campo, percorreu-se todas as estradas trafegáveis da região, e nos locais de grande importância para o trabalho, os caminhos foram percorridos a pé, para acesso a elevações e a fundos de vales.

1.4 - Terminologia

Com respeito a nomenclatura utilizada, sabe-se que

tanto do ponto de vista tectônico, como do ponto de vista petrográfico e estratigráfico, são encontrados na literatura numerosos sistemas de nomenclaturas, e seu exame mostra a existência de inúmeras controvérsias.

Enquanto tal estado provisório persiste, é desejável que termos de uso controvertido, sejam definidos antes de usá-los para evitar confusões na compreensão dos aspectos geológicos; portanto, no texto define-se ou indica-se o autor da definição ou conceito, sempre que usar-se terminologia de significado controvertido.

CAPÍTULO II

2 - ESTUDOS ANTERIORES

A região de Juquiá e Miracatu no Estado de São Paulo não é farta em publicações geológicas, e aquelas existentes, em sua maioria, apresentam como objetivo principal a citação e descrição de ocorrências minerais localizadas.

A área estudada faz parte da denominada Faixa de Dobramento Ribeira (ALMEIDA *et al.*, 1973), e sobre a qual existem numerosos trabalhos científicos que geralmente não abrangem a área específica de nossa pesquisa, mas permitem situá-la dentro do arcabouço geológico regional.

A porção meridional dessa Faixa de Dobramento, vem sendo alvo de muitas pesquisas desde o início do século, principalmente na região do Vale do Rio Ribeira de Iguape, motivado pelas suas riquezas minerais.

Entre os vários pesquisadores que estudaram a "Série" Açungui no Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo, destacam-se: BARBOSA (1942) que estudou a geologia, petrologia e geomorfologia da região de Apiaí; OLIVEIRA & LEONARDOS (1943), que correlacionaram o Grupo Açungui com a Série Minas, acreditando também na continuidade deste Grupo com a "Série" São Roque.

MAACK (1947) retomou o estudo da "Série" Açungui e colocou-a no Eo-Algonquiano, constatando que a mesma é formada por rochas epimetamórficas, incluindo extensas lentes de calcários dolomíticos. Incluiu na "Série" Açungui os gnaisses do litoral do Primeiro Planalto Paranaense e da Serra do Mar. Acrescentou que estas rochas refletem duas épocas de dobramentos, tendo intrusões ácidas associadas.

BIGARELLA & SALAMUNI (1956, 1958a e 1958b) propuseram a divisão do Grupo Açungui no Paraná, nas três Formações seguintes: Setuva, Capiru e Votuverava, esta última

ocupando o topo da seqüência.

MELFI *et al.* (1965) realizaram um reconhecimento fotogeológico da parte sul do Estado de São Paulo, cobrindo uma área de cerca de 20 000 km^2 da qual resultou um mapa. Concluiram que as rochas predominantes eram as metamórficas e que o grau do seu metamorfismo aumenta de oeste para leste. Mostraram que há passagens graduais dos ectinitos para os migmatitos.

CORDANI & BITTENCOURT (1967) fizeram várias determinações potássio-argônio para as rochas do Grupo Açungui. MELCHER *et al.* (1973) estudaram as rochas metamórficas e graníticas do Vale do Rio Ribeira de Iguape.

CARNEIRO *et al.* (1974) propuseram a denominação de Faixa de Dobramento Apiaí para os metassedimentos característicos do Vale do Rio Ribeira de Iguape.

SADOWSKI *et al.* (1978) elaboraram uma análise do fraturamento do Maciço de Itatins onde distinguiram dois blocos, Miracatu e Peruibe, separados por uma falha de rejeito oblíquo e direção NE.

FERREIRA DA SILVA *et al.* (1978) elaboraram uma estratigrafia para a região sudeste do Estado de São Paulo, onde definiram sete conjuntos litológicos: 1) Rochas de fácies granulito; 2) Complexo gnáissico-migmatítico; 3) Grupo Açungui; 4) Rochas graníticas; 5) Sub-Grupo Itararé; 6) Intrusivas básicas e ultrabásicas alcalinas e 7) Sedimentos plio-pleistocênicos e recentes.

EGYDIO DA SILVA *et al.* (1979) estudaram os xistos grafitosos da região de Miracatu e Sete Barras, onde procuraram caracterizar o grau de cristalinidade dessas grafitas e associá-lo com o grau de metamorfismo regional.

A presença da escarpa da Serra do Mar, que possui diferentes denominações locais, fez com que a área se tornasse alvo de vários trabalhos geológicos e geomorfológicos, visando a elucidação da gênese deste acidente geográfico,en

tre esses pode-se citar: BACKHEUSER (1926), MAULL (1930), WASHBURNE (1930), PAES LEME (1936), DE MARTONNE (1933) além de LAMEGO (1946), RUELLAN (1944) e outros. Estes defenderam para a escarpa uma gênese por falhamento, com base em estudos realizados tanto no Estado de São Paulo como no litoral do Rio de Janeiro.

MORAES REGO (1937, 1941) descreveu, entre outros, o Vale do Cubatão como sendo um sinclinal com rochas do Grupo São Roque.

ALMEIDA (1953) realizou o primeiro trabalho específico, baseado em dados geológicos acerca do extenso falhamento que se prolonga pelas margens dos rios Cubatão e Mogi, propôs uma origem primária para o falhamento e regressão da escarpa por erosão.

AB'SABER (1955) usando evidências geomorfológicas confirmou o papel dos falhamentos na esculturação da escarpa e que teriam ocorrido a partir do Cretáceo.

COUTINHO (1971) fez um estudo petrográfico do falhamento do Cubatão e tentou integrá-lo regionalmente procurando verificar sua extensão levantando secções transversais em Paranapiacaba, Cubatão e Pedro Barros. Este mesmo autor desconhece a origem da faixa de filitos que ocupa exatamente a zona de cisalhamento mais intenso da folha, segundo este autor seriam filonitos, isto é, produto final dos movimentos cisalhantes.

RIDEG (1974) estudou as regiões de Taiaçupeba e Biritiba-Mirim e mostrou os diferentes tipos de rochas que ocorrem dentro da zona de cataclase da falha do Cubatão, entre esses tem-se xistos quartzosos, quartzitos, anfibolitos e gnaisses cataclásticos.

YOSHIDA & OLIVEIRA (1971) desenvolveram estudos geológicos para a implantação de barragens no Vale do Rio Cubatão, e estes forneceram novas evidências que comprovam sua origem predominantemente tectônica.

SADOWSKI (1974) estudou a zona do falhamento de Cubatão nos arredores de Santos e cita que esta falha apresenta feições de cavalgamento além das de transcorrência. Faz ainda uma descrição detalhada sobre os metassedimentos encaixados dentro da zona de falha.

HASUI & SADOWSKI (1976) fizeram uma síntese da evolução magmática, metamórfica, estrutural e migmatítica das unidades brasilianas do sudeste do Estado de São Paulo, de tal modo a estabelecer a história geológica precambriana para os Conjuntos São Roque e Paranapiacaba.

Deve-se considerar que a área em estudo neste trabalho, faz parte do denominado Conjunto Paranapiacaba, segundo a estruturação proposta por HASUI & SADOWSKI (*op. cit.*).

Estes autores chegaram a conclusão que para o Conjunto Paranapiacaba houve um magmatismo pré-tectônico que antecedeu o metamorfismo regional; vestígios deste magmatismo são encontrados na presença das rochas metabásicas.

O metamorfismo regional se deu, segundo estes autores, em fácies xisto verde a anfibolito, sendo que a migmatização teria ocorrido durante ou logo após o metamorfismo regional. Quanto as fases de deformação, HASUI & SADOWSKI (*op. cit.*) verificaram o desenvolvimento de uma xistosidade de tipo plano axial, porém fizeram uma hipótese sobre uma fase de dobramento anterior que seria do tipo isoclinal e/ou recumbente. Durante a segunda fase teria havido intrusões graníticas sintectônicas com o advento de condições físicas menos intensas, sobreveio o processo de crenulação e transposição.

Teria havido, segundo os referidos autores, um último episódio magmático que gerou as intrusões pós-tectônicas. Este episódio teria promovido reaquecimento regional e, concomitantemente, parece ter-se dado o metamorfismo retrógrado.

Para HASUI & SADOWSKI (*op. cit.*), os falhamentos transcorrentes compõem um sistema que começou a se desenvolver logo após o metamorfismo regional da faixa brasiliana,

tendo sido ativo até a estabilização da plataforma, no Siluriano.

CORDANI & TEIXEIRA (inédito) fizeram uma síntese sobre os dados geocronológicos da Faixa Ribeira e mostraram que houve um resfriamento gradual e sucessivo de NW para SE, acompanhando a vergência do cinturão, cuja parte de maior metamorfismo hoje exposta na superfície encontra-se justamente na faixa litorânea.

CAPÍTULO III

3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

A região pesquisada se apresenta cortada por grandes falhamentos os quais conferem à região um padrão de organização de blocos tectônicos, que se considera indispensável para se entender a geologia local e regional.

Na área estudada tem-se duas grandes zonas de falhamentos, a de Cubatão e a de Itariri.

Estas duas grandes falhas delimitam os blocos Norte, Central e Sul (Figura 2).

O aqui denominado Bloco Norte é uma parte do Bloco Juquitiba definido por HASUI em 1973 em uma outra região.

O Bloco Sul faz parte do Bloco Itatins, definido por SADOWSKI em 1974.

O Bloco Central é uma porção do denominado Bloco Costeiro definido e estudado por COUTINHO em 1972 nos arredores de São Paulo e Santos.

Preferiu-se a denominação de Blocos Norte,Central e Sul por se estar trabalhando em uma região relativamente restrita, enquanto que aquelas denominações foram atribuídas às unidades regionais do Pré-Cambriano do Sudeste do Estado de São Paulo pelos autores acima citados.

Estes diferentes compartimentos exibem aspectos litológicos, estruturais e metamórficos distintos e marcantes, sendo esta a razão do padrão de organização de blocos tectônicos, fato este a que foi chamada atenção no Projeto Santos-Iguape de responsabilidade da Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) em 1977.

Os Blocos aqui designados Central e Sul poderiam fazer parte do Maciço Mediano de Joinville, enquanto que o

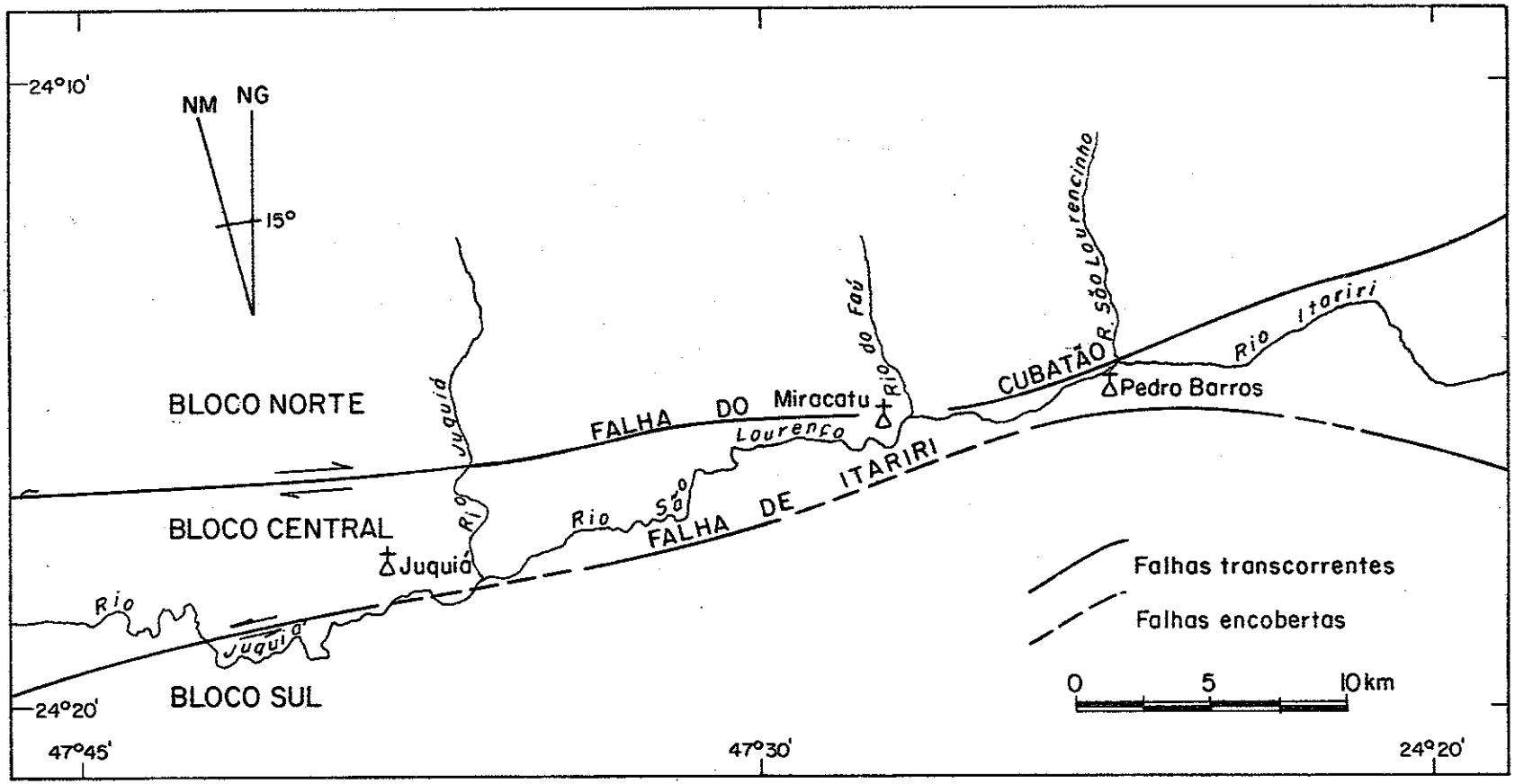


Fig. 2 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO ESTUDADA

Bloco Norte à Faixa de Dobramento Apiaí, conforme estruturação proposta por CARNEIRO *et al.* (1974) em considerando estes blocos como sendo os Blocos Costeiro, Itatins e Juquitiba, respectivamente.

O Bloco Sul é totalmente bordejado pela zona de falhamento Itariri, que se apresenta curva, com direção noroeste a leste de Pedro Barros e nordeste a oeste desta mesma vila.

O Bloco Central se encontra delimitado pelas falhas de Itariri e Cubatão, a sul e a norte, respectivamente.

Este Bloco se constitui de uma faixa complexa constituída por diferentes unidades litológicas; ectinitos, granitos, granodioritos, calcossilicáticas, vulcânicas básicas e migmatitos, delimitados entre si na maior parte das vezes por contatos de falhas diversas.

O Bloco Norte é delimitado na sua borda meridional pelo falhamento de Cubatão.

Na secção geológica A-B pode-se verificar o nítido contato por falha entre os gnaisses e migmatitos do Bloco Norte com os filitos e xistos da faixa cataclástica do Cubatão.

É oportuno lembrar que MELFI *et al.* (1965) e SADOWSKI (1974) descreveram passagens graduais dos ectinitos para os migmatitos, nas regiões do Vale do Rio Ribeira de Iguape e Santos, respectivamente; fato este não observado na região estudada.

CAPÍTULO IV

4 - O BLOCO NORTE

4.1 - Introdução

Nestes próximos capítulos far-se-á um estudo mais profundo de cada bloco tectônico em separado, para posteriormente se tentar chegar a uma conclusão sobre a evolução geológica da região em pesquisa.

Este estudo mais elaborado se refere a uma discussão detalhada dos aspectos litológicos, estruturais e metamórficos, na tentativa de se obter um melhor ajuste sobre a evolução geológica, estrutural e metamórfica da área em pesquisa.

Com respeito a litologia, observou-se que existem quatro unidades litológicas principais: as rochas cristalofilianas, as rochas cataclásticas, as intrusivas básicas e metabásicas e os sedimentos modernos.

No que diz respeito às rochas cristalofilianas fez-se uma discussão referente a cada bloco tectônico em separado, devido a grande diversidade deste tipos litológicos. Para as demais rochas, a abordagem foi feita no âmbito da área como um todo.

4.2 - Considerações em Relação aos Termos Migmatito e Gnaisse

As rochas deste compartimento tectônico têm sido mapeadas como migmatitos de estrutura predominantemente estromatítica, que fazem parte do Complexo Gnáissico-Migmatítico pertencente ao Ciclo Brasiliano.

Tem-se discutido muito na literatura geológica o que vem a ser migmatitos e sua diferença em relação às rochas gnáissicas.

Foi SEDERHOLM em 1907 (p. 110) quem primeiro falou de migmatitos. Ele escreveu: "*For the gneisses here in question characteristic of which are two elements of different genetic value, one a schistose sediment or foliated eruptive, the other wither formed by resolution of the material like the first or by injection from without, the author proposes the name migmatites*". Após esta definição de SEDERHOLM, o termo migmatito tem sofrido modificações em seu significado original.

WEGMANN (1935) englobou na categoria de migmatitos todos os gnaisses, mesmo os homogêneos, que adquiriram por injeção magmática ou por metassomatose uma composição essencialmente feldspática. O limite entre os ectinitos e seu substrato migmatizado foi denominado por WEGMANN de"*front de migmatização*".

Posteriormente ao conceito de WEGMANN, surgiram novos conceitos e teorias para explicar a gênese destas rochas, além da classificação de novos termos, geralmente com conotação genética.

JUNG & ROQUES (1952) retomou a conceituação de WEGMANN, dividindo-os em migmatitos heterogêneos (diadizitos, epibolitos e agmatitos) e em migmatitos homogêneos (embrechitos e anatexitos).

Estes autores atribuiram a essas rochas uma origem metassomática que se daria através de um intercâmbio iônico entre o paleossoma e fluidos ("*ichor*") de proveniência não necessariamente magmática que o percolariam através de zonas de resistência mínima.

A existência de outros mecanismos de formação,tais como o de injeção magmática, o de fusão diferencial ou o de segregação, fez com que a origem proposta por JUNG & ROQUES se tornasse muito debatida, entretanto sua classificação foi muito bem aceita devido a facilidade de aplicação no campo, para o mapeamento de áreas migmatíticas.

TURNER & VERHOOGEN (1960) sugeriram o abandono dos tipos homogêneos e o retorno ao significado original do termo migmatito.

MEHNERT (1968) tentou uniformizar a terminologia em bases puramente descritivas, e propôs uma classificação para os migmatitos onde procurou eliminar as implicações genéticas.

Muitos autores usam o termo migmatito juntamente com o termo gnaisse denominando gnaisse-migmatito.

Deve ser dada ênfase que o termo gnaisse é normalmente aplicado às rochas feldspáticas que mostram estruturas paralelas ou seja, uma foliação, enquanto que a formação de migmatitos, por vezes, mascara essas estruturas, mesmo se os migmatitos adquirem uma nova foliação ou feição paralela devido ao fluxo, as porções neoformadas exibem um "*microfabric*" que é claramente distinto da rocha original do tipo gnaisse (GUITARD, 1965).

Se o termo "migmatito-gnaisse" é utilizado, deve ser feito correspondendo ao significado do sufixo (gnaisse), por exemplo, para um migmatito que foi posteriormente transformado em gnaisse, e vice-versa, um gnaisse transformado em migmatito deve ser chamado "gnaisse-migmatito" (MENHERT, 1968).

4.3 - Litologia

As rochas do Bloco Norte se constituem na maior parte das vezes de verdadeiros gnaisses, por vezes "*augen--gnaisses*", segundo a concepção de NIGGLI & HUBER (1943) em MENHERT, 1968) enquanto que em determinados locais o termo migmatito parece ser o mais adequado.

A denominação de complexo gnáissico-migmatítico para o conjunto litológico do Bloco Norte parece realmente ser o mais apropriado, entretanto, deve-se frisar que na re

gião estudada predominam as rochas gnáissicas que apresentam uma alternância marcante de bandas quartzo-feldspáticas com bandas de minerais ferromagnesianos que têm sua origem ligada a um processo de dobramento e transposição (vide o item de Geologia Estrutural).

As bandas claras e escuras alternadas apresentam espessuras que variam desde 1 mm até 1 m, aproximadamente.

As faixas escuras são de natureza predominantemente xistosa, com granulação média e cores cinza a preta. Por alterações intempéricas adquirem colorações avermelhadas.

Compõem-se as bandas escuras de quartzo, moscovita e biotita, com o predomínio ora de uma, ora da outra mica.

Em algumas dessas bandas xistosas vêem-se hornblenda, tremolita, actinolita, minerais do grupo do epídoto e quantidades pequenas de plagioclásio e microclínio.

O quartzo é na maior parte das vezes xenomorfo e apresenta extinção ondulante sob nícois cruzados.

As faixas claras são constituídas geralmente de quartzo e microclínio que se apresentam em diferentes proporções. Às vezes estes feldspatos predominam sobre o quartzo, fazendo com que se encontre uma grande quantidade de material caulinizado, devido ao alto grau de intemperismo e decomposição dessas rochas.

É importante chamar a atenção para o fato de que em secções delgadas encontrou-se típicos minerais metamórficos tais como: cordierita e sillimanita (Fotomicrografia 01--PB-29), associadas a feldspatos potássicos, plagioclásios e quartzo, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e opacos. Estas lâminas delgadas constituem forte argumento de que estas rochas são verdadeiros paragnaisses.

Estas rochas do Bloco Norte, próximo ao contato com a zona de falha do Cubatão, adquirem um aspecto de migmatitos. Observa-se que elas estão cortadas por grandes bol

sões pegmatíticos, onde predominam o caulim devido a alteração de grande quantidade de feldspatos.

4.4 - Metamorfismo

Em diferentes secções delgadas pode-se constatar associações mineralógicas do tipo: cordierita, sillimanita, biotita, feldspato potássico, plagioclásio ácido, quartzo e tendo como minerais acessórios, apatita e zircão.

Na Fotomicrografia 01 observa-se típicas secções (001) de sillimanita, além da presença de cordierita e biotita.

A Fotomicrografia 02 mostra sillimanita na forma fibrosa, além de uma relação genética entre a biotita e a sillimanita, sendo esta última mais jovem que a primeira.

Estas rochas descritas acima são típicas de um metamorfismo de grau forte e são representativas da área de estudo.

O metamorfismo regional no Bloco Norte seria do tipo Abukuma de MIYASHIRO (1961).

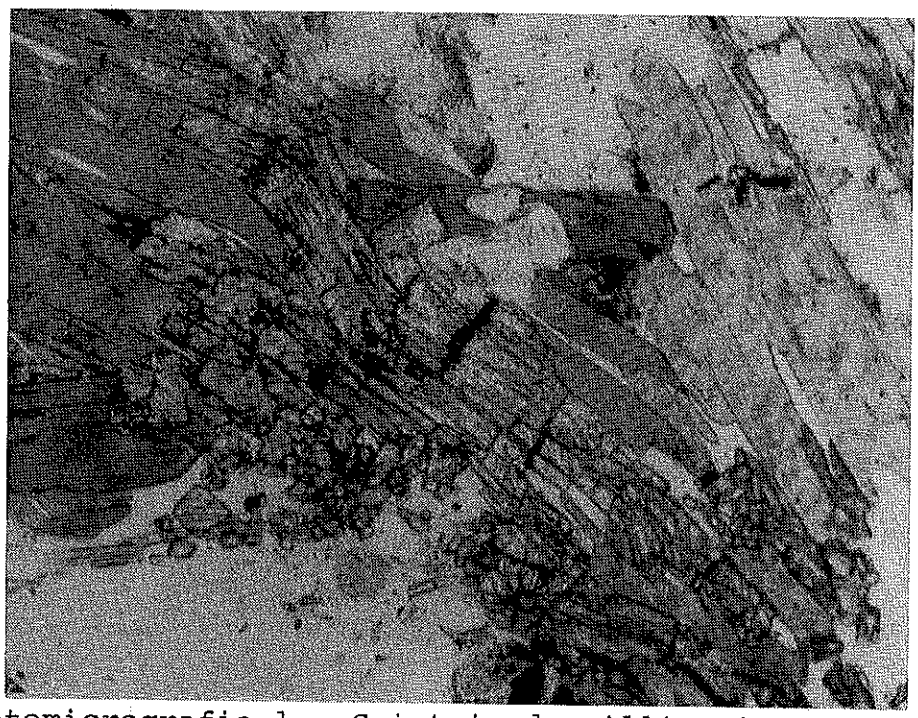
De acordo com WINKLER (1976), a associação mineralógica tipo feldspato potássico, sillimanita e cordierita, além da desintegração da moscovita em presença de quartzo e plagioclásio, mostra a mudança do metamorfismo de grau médio para o de grau forte.

A não presença de moscovita na lâmina, faz supor que a pressão d'água durante o processo metamórfico não tenha excedido 3,5 Kb; pois esta mica só é estável em metamorfismo de grau forte quando a pressão d'água excede este valor (WINKLER, *op. cit.*).

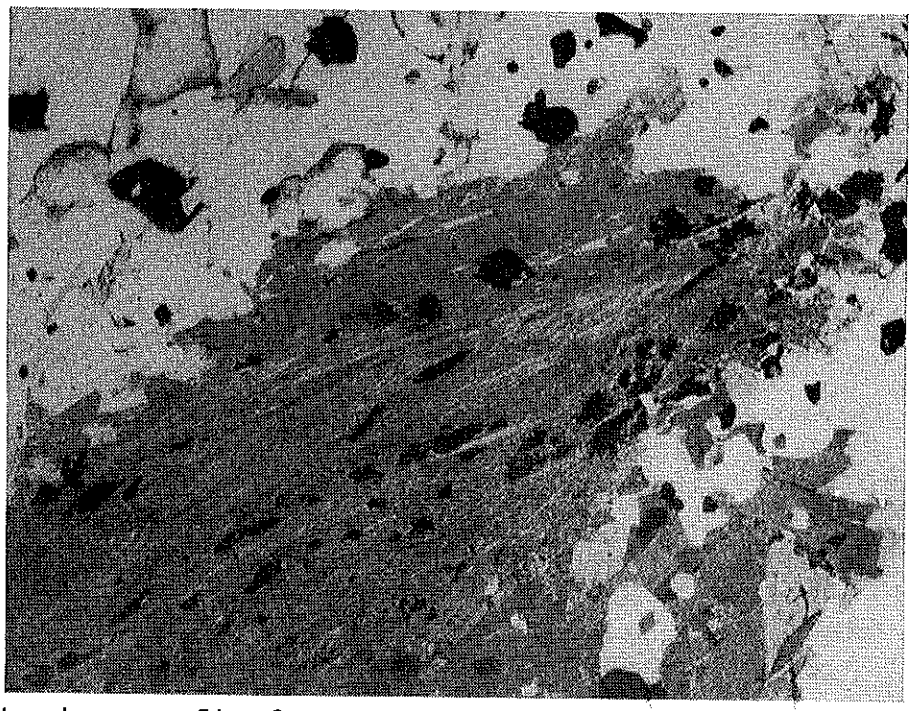
As reações existentes no intervalo de pressão abaixo de 3,5 Kb são as seguintes:

moscovita + quartzo = feldspato K + Al_2SiO_5 + H_2O

moscovita + biotita + quartzo = feldspato K + cordierita + H_2O



Fotomicrografia 1 - Cristais de sillimanita e biotita. Aumento 150 X. Luz natural.



Fotomicrografia 2 - Cristais de sillimanita na forma fibrosa. Aumento 35 X. Luz natural.

Estas rochas de grau metamórfico forte ocorrem predominantemente a cerca de três quilômetros a norte do Bairro Manuel da Nóbrega, ao longo da estrada que liga esta vila à Rodovia BR-116.

Encontram-se, ainda, dentro deste compartimento tectônico rochas com grau metamórfico médio tendo as seguintes associações mineralógicas: plagioclásio (oligoclásio-andesina), hornblenda, biotita, moscovita e quartzo.

Concluindo, acredita-se que o grau metamórfico das rochas do Bloco Norte seja do final do grau médio, início do grau forte, de acordo com a classificação de WINKLER (1976); enquanto que para MIYASHIRO (1961) o grau metamórfico que melhor se encaixaria para a litologia do Bloco Norte seria a série andalusita-sillimanita no fácies anfibolito C, significando o limite em relação ao fácies granulito para esta série. Este compartimento tectônico sofreu outros eventos metamórficos, porém, de grau menor, isto é, retrometamorfismo.

Na descrição sobre o metamorfismo do Bloco Norte, considerou-se apenas o evento mais forte e marcante.

4.5 - Geologia Estrutural

4.5.1 - Introdução

Antecedendo à descrição das estruturas encontradas nos diferentes compartimentos tectônicos se faz necessário algumas considerações de ordem geral.

Neste trabalho o termo *foliação* segue as designações de HOBBS *et al.* (1976) que a definem como uma orientação planar de minerais e/ou associações mineralógicas em uma rocha e pode, por conseguinte, corresponder a conjuntos de planos de diferentes origens ou diferentes etapas na deformação das rochas.

A partir da estratificação reliquiar, que recebe

a designação S_o, todas as foliações recebem índices sucessivamente maiores, indicando a seqüência em que se desenvolveram nas rochas.

As diferentes foliações dos distintos blocos tectônicos foram identificadas através das letras N, C e S que correspondem aos Blocos Norte, Central e Sul, respectivamente, além dos índices 0, 1, 2, ..., para a designação das sucessivas etapas na deformação da rocha, posteriormente no capítulo de síntese estrutural fez-se as referidas correlações.

Inicialmente convém lembrar ao leitor que a finalidade do trabalho não é o estudo detalhado das estruturas dos compartimentos tectônicos denominados Bloco Norte e Bloco Sul. Em ambos, os dados relativos à geologia estrutural são extremamente parcos; as considerações a respeito das suas estruturas foram feitas em um número de afloramentos inferior ao necessário para se chegar a hipóteses e conclusões condizentes. Sendo assim, coube-nos apenas o estabelecimento de inferências e suposições sobre a geologia estrutural destes dois compartimentos.

4.5.2 - Análise das Estruturas

Em parágrafos anteriores referiu-se que no Bloco Norte predominam rochas gnáissicas que apresentam bandas quartzo-feldspáticas e ferromagnesianas alternadas, conferindo à rocha uma foliação marcante.

A origem deste bandamento gnáissico constitui-se em assunto muito discutido; sendo encontrado em rochas metamórficas de todos os graus.

Nas rochas feldspáticas de alto grau, é normalmente designado como bandamento gnáissico. Demonstra-se que esta "estratificação" se desenvolve devido a processos de diferenciação, embora nem todos os gnaisses sejam formados desta maneira. Os estratos podem ser de diferentes composi

ções, mas o bandamento gnáissico é comumente definido pela alternância de camadas máficas e félsicas.

No que diz respeito a origem do bandamento pode ser o acamamento modificado, ou então um foliação devido a uma deformação, portanto, pode ser devido à diferença composicional do acamamento inicial, ou devido inteiramente à diferenciação metamórfica.

"Não se deve supor a coincidência do bandamento gnáissico com o acamamento original, isto tem que ser provado". (HOBBS *et al.*, 1976). Para se demonstrar necessita-se de estruturas sedimentares bem preservadas que é normalmente impossível em rochas metamórficas de grau mais alto.

HOBBS *et al.* (1976) e MASON (1978) tecem considerações sobre a origem do bandamento gnáissico, e dentre estas a que melhor se adapta para as rochas deste compartimento tectônico (Bloco Norte) seria aquela relacionada a um dobramento e transposição durante o metamorfismo; semelhante ao processo ilustrado na Figura 3.

Através da discussão e descrição dos afloramentos observados tenta-se justificar esta idéia.

Na elaboração do perfil C-D (vide Mapa 1) observou-se determinados afloramentos que serão descritos a seguir.

No afloramento 9 da referida secção, tem-se um dobramento aparentemente concêntrico em gnaisses bandados (Figura 4).

Como o bandamento metamórfico que se encontra dobrado não apresenta evidências de ser o acamamento original (S_{NO}), resolveu-se conceder-lhe a notação (S_{N1}) que é a notação aqui proposta para o bandamento gnáissico do Bloco Norte.

O dobramento da superfície S_{N1} gera uma foliação plano axial (S_{N2}) que também é um bandamento de faixas quartzo-feldspáticas e ferromagnesianas alternadas.

O bandamento gnáissico (S_{N2}) possui nos flancos da

dobra a mesma direção do bandamento metamórfico (S_{N1}), isto é, S_{N1} é paralelo a S_{N2}, e neste local apresentam a atitude de N85W/'80NE.

Os bandamentos metamórficos S_{N1} e S_{N2} são semelhantes, porém o denominado S_{N2} apresenta uma diferenciação litológica mais importante, com bandas quartzo-feldspáticas mais espessas que as da foliação S_{N1}.

Ainda em relação ao afloramento 9, referente ao "croqui" da Figura 4, pode-se observar que ao longo dos planos do bandamento metamórfico S_{N2} ocorreram deslocamentos dextrais, estes parecem se acentuar à medida que se aproxima das grandes zonas de transcorrência.

Fraturas deslocam essas foliações S_{N2} sinistralmente, indicando tratar-se de estruturas pós S_{N2} com direções predominantes N15°E e N10°E.

Referindo-se ainda a este assunto, é pertinente a descrição do afloramento 11 da secção C-D (Figura 5). Tem-se como litologia os gnaisses bandados, cujo bandamento metamórfico foi por nós designado S_{N1}. Neste local observa-se "camadas" quartzíticas dobradas isoclinalmente, este dobramento gerou uma xistosidade plano axial, localmente de atitude N60W/vertical. Tem-se novamente aqui S_{N1} paralelo a S_{N2} nos flancos das dobras isoclinais.

Estruturas que também aparecem de modo marcante são as fraturas de cisalhamento que deslocam as superfícies ($S_{N1}//S_{N2}$) de modo sinistral. Encontram-se juntas de tensão com atitudes (N40E/vertical), além do desenvolvimento de uma clivagem de fratura pós S_{N2} que foi aqui denominada S_{N3}, de atitude N68E/vertical.

As observações cuidadosas destes e de outros afloramentos do Bloco Norte, permitiram que fizessem as seguintes suposições:

1 - Existiu uma "primeira" fase de deformação (F_1), sobre a qual não se tem dados a respeito.

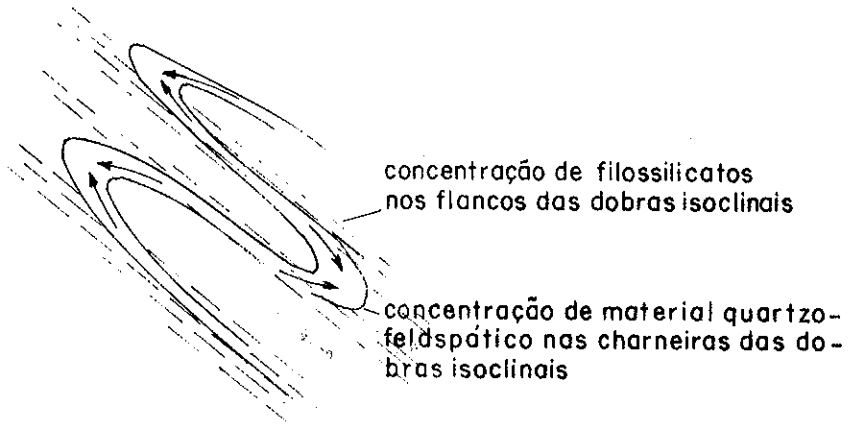


Fig. 3 - FORMAÇÃO DO BANDEAMENTO DO TIPO GNAISSICO
A PARTIR DO DOBRAMENTO ISOCLINAL (Mason-1978)

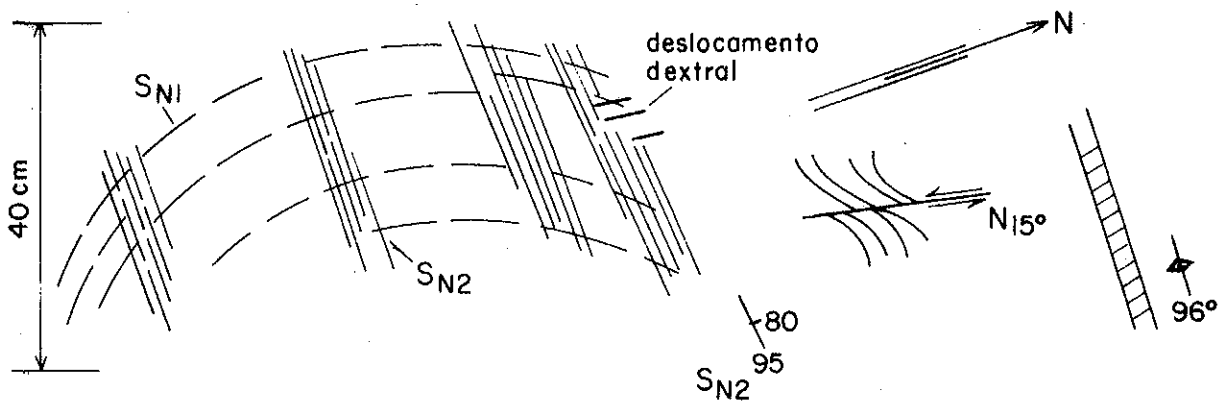


Fig. 4 - AFLORAMENTO 9 - PERFÍL C-D

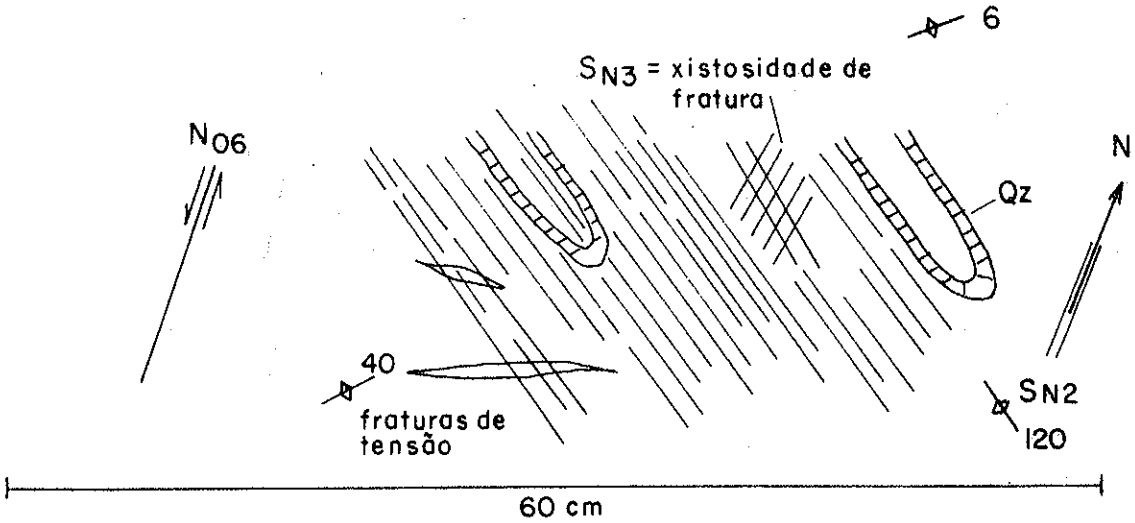


Fig. 5 - AFLORAMENTO II - PERFIL C-D

Sabe-se apenas que ela deu origem ao bandamento metamórfico denominado (S_{N1}), que é marcante na região.

2 - Existiu um outro episódio de deformação (F_2) que dobra o bandamento gnáissico (S_{N1}) formando dobras da classe 1C de RAMSAY (1967) (Foto 1)são por vezes dobras isoclinais.

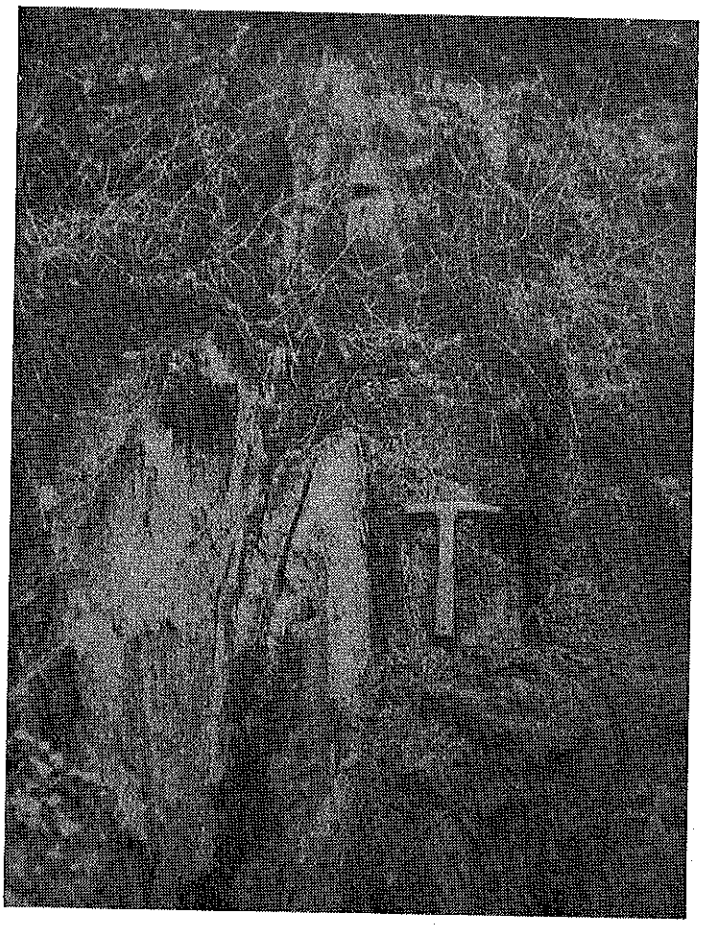


Foto 1 - Dobramento do bandamento gnáissico do Bloco Norte, gerando dobras da classe 1 C de Ramsay (*op. cit.*).

Em determinados locais este evento mostra a geração de um novo bandamento gnáissico (S_{N2}) que se torna paralelo a S_{N1} nos flancos das dobras.

Tratar-se-ia de um processo semelhante ao propos

to por MASON (1978) para a origem do bandamento do tipo gnáissico.

Em outros locais este mesmo evento (F_2) mostra a ausência de uma nova xistosidade e/ou bandamento.

3 - Há indícios de uma deformação (F_3) que se conhece apenas localmente, trata-se de uma fase até agora não muito conhecida. Ela foi constatada apenas por uma foliação (S_{N3}), que é uma clivagem de fratura e por deslocamentos sinistrais ao longo de pequenas fraturas.

É importante lembrar que estas fraturas sinistrais de direção aproximadamente N10°-15°E, podem estar relacionadas às grandes falhas transcorrentes, como será visto adiante.

4.6 - Relações Metamorfismo-Deformação

Referiu-se no item 4.4 a respeito do grau metamórfico sofrido pelas rochas do Bloco Norte e as associações mineralógicas típicas encontradas.

Pretende-se agora relacionar as fases de deformação com o grau metamórfico sofrido por essas rochas.

Apesar de não se dispor de muitos dados relativos a este assunto, pode-se supor que a formação de associações mineralógicas do tipo cordierita, sillimanita e feldspato potássico, talvez estejam relacionadas ou a fase F_1 ou a fase F_2, do Bloco Norte, como nada se sabe em relação a primeira fase de deformação, talvez estejam relacionadas a formação das dobras isoclinais da segunda fase.

Entretanto, em determinados locais esta segunda fase mostrou ter um metamorfismo mais fraco; nos planos de cisalhamento da foliação do tipo "*strain-slip*" pode-se observar o desenvolvimento de moscovita e biotita, não tendo sido observado qualquer outro mineral que indicasse um grau metamórfico mais elevado.

Com relação aos planos denominados S_{N3} que se tratam de clivagem de fraturas, talvez relacionado a uma fase F_3, ao longo destes, observou-se o desenvolvimento de moscovita e clorita, indicando tratar-se também de um grau metamórfico fraco.

CAPÍTULO V

5 - O BLOCO SUL

5.1 - Introdução

O Bloco Sul é o compartimento tectônico que se encontra delimitado a norte pela faixa cataclástica de Itariri (Figura 2) (Foto 02).

Constatou-se que este bloco possui características litológicas bastante distintas dos demais. Ele não foi alvo de uma pesquisa geológico-estrutural detalhada, por fugir ao escopo desta dissertação, que é o estudo minucioso das faixas ectiníticas contidas no Bloco Central.

Faz-se necessário, portanto, apenas tecer algumas considerações a respeito de sua litologia e estrutura.

5.2 - Litologia

5.2.1 - Rochas Metapsamíticas

5.2.1.1 - Quartzitos

Encontram-se no Bloco Itatins, corpos de quartzitos embutidos em rochas gnáissicas e migmatíticas. Estas rochas foram identificadas por MORGENTAL *et al.* (1973), nas regiões a sul de Miracatu e Juquiá, nas denominadas Serra do Prainha e Serra da Capivara respectivamente. Constituem cristas alongadas segundo a direção E-W aproximadamente.

Tratam-se de lentes quartzíticas que teriam resistido à digestão dos processos metassomáticos, tornando-se individualizáveis à escala do mapeamento apresentado.

Estes quartzitos, em amostra de mão, são compactos, de granulação grosseira, coloração clara e bastante fraturado, sendo constituída essencialmente por quartzo e em muito menor proporção por algumas palhetas de moscovita.

Ao microscópio estes quartzitos apresentam grãos de quartzo de tamanho e forma variáveis, com a predominância de cristais maiores. Os grãos de quartzo apresentam bordas embricadas e extinção ondulante generalizada.

5.2.2 - Rochas Cristalofilianas

5.2.2.1 - Migmatitos

Os migmatitos do Bloco Sul se caracterizam por evidenciarem intensas remobilizações.

Sobre os migmatitos do Maciço dos Itatins, MORGENTAL *et al.* (1973) já se referiram às evidências de eventos de migmatização reincidente. Do mesmo modo, SADOWSKI (1974) supôs que estas rochas corresponderiam a um núcleo pré-Brasiliano.

Segundo se sabe na região correspondente às Serras do Bananal, Miracatu e das Onças, foi possível observar a presença de migmatitos constituindo núcleos paleossomáticos de outros migmatitos.

Estes migmatitos apresentam os mais diferentes tipos de estruturas, tais como, estromatíticas, ptigmáticas, dictioníticas, oftalmíticas, etc.

5.2.2.1.1 - Paleossoma

O paleossoma da maior parte dos migmatitos do Bloco Sul apresenta composição semelhante a um biotita-gnaisse contendo hornblenda. Compõem-se predominantemente de biotitas e hornblenda e secundariamente de plagioclásio e quartzo; a apatita, titanita e os opacos são os acessórios comuns.

A biotita é o mineral máfico dominante seguido da hornblenda, quando esta última predomina a rocha torna-se anfibolítica.

O plagioclásio predominante é a andesina e o quartzo é achatado e apresenta extinção ondulante sob nícois cruzados. A maioria dos plagioclásios se encontram levemente sericitizados.

Paleossomas calcossilicáticos intercalados nos membros xistosos e gnáissicos ocorrem ao longo da pequena estrada que liga Cedro ao Bairro do Itimirim.

Estas apresentam coloração verde escura a clara. A textura é granular, domina o quartzo de granulação fina achatado, o plagioclásio dominante é a labradorita que ocorre em cristais anédricos a sub-édricos. Biotitas ocorrem em pequenas quantidades; os acessórios são: o zircão, apatita e opacos.

5.2.2.1.2 - Neossoma

A maior parte dos migmatitos do Bloco Sul apresentam seu neossoma com as mais diversas estruturas, predominando as dobras ptigmáticas denotando condições plásticas.

Estas bandas claras normalmente apresentam granulação média e textura granular.

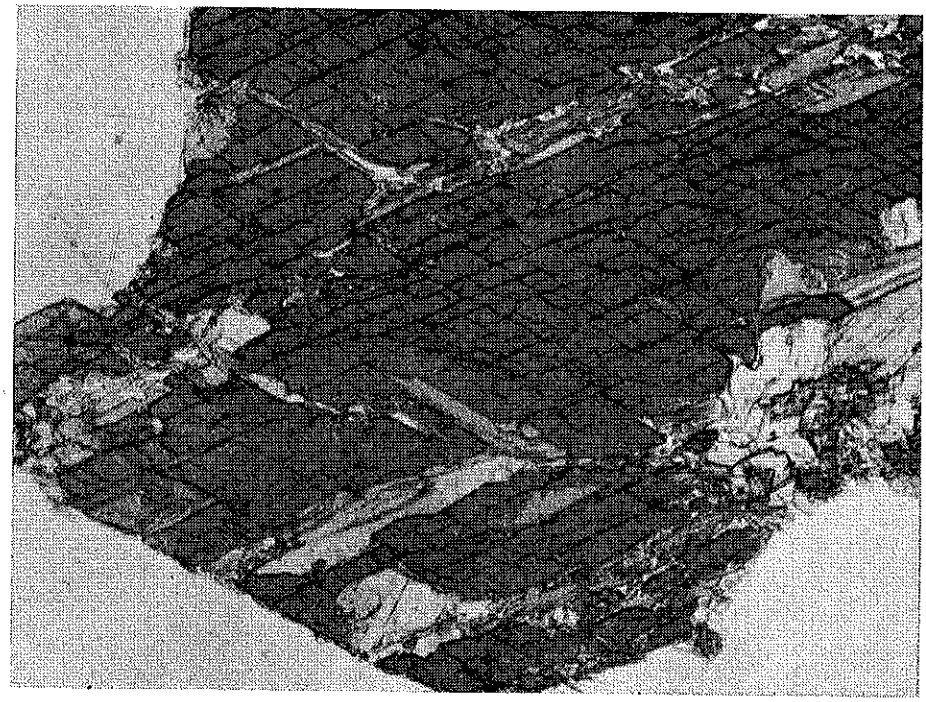
O feldspato mais freqüente é o potássico, entretanto, o plagioclásio também se encontra presente, mas ocorre na forma intersticial e raramente como porfiroblastos; estes se apresentam freqüentemente sericitizados; no contato entre os dois feldspatos ocorre mirmequita e bordas de reação.

5.2.2.2 - Rochas Granitóides

Na região estudada, pertencente ao Bloco Sul, observou-se que a maior parte das rochas granitóides são de composição granodiorítica. Constituem-se predominantemente de plagioclásios e microclíneo, seguido de biotita, horblenda, quartzo, apatita, clorita, epídoto, zircão e calcita.

Algumas destas rochas apresentam uma quantidade maior de hornblenda, enquanto que outras não possuem este anfibólio. A presença deste mineral as torna mais próximo a um diorito.

Pode-se observar estruturas interessantes nestas rochas, por exemplo, a presença de biotitas dentro dos planos de clivagem do anfibólio, podendo tratar-se de uma cristalização simultânea dos dois minerais (Fotomicrografia 3).



Fotomicrografia 3 - Cristais de hornblenda contendo biotitas ao longo de seus planos de clivagem. Aumento 150 X. Luz natural.

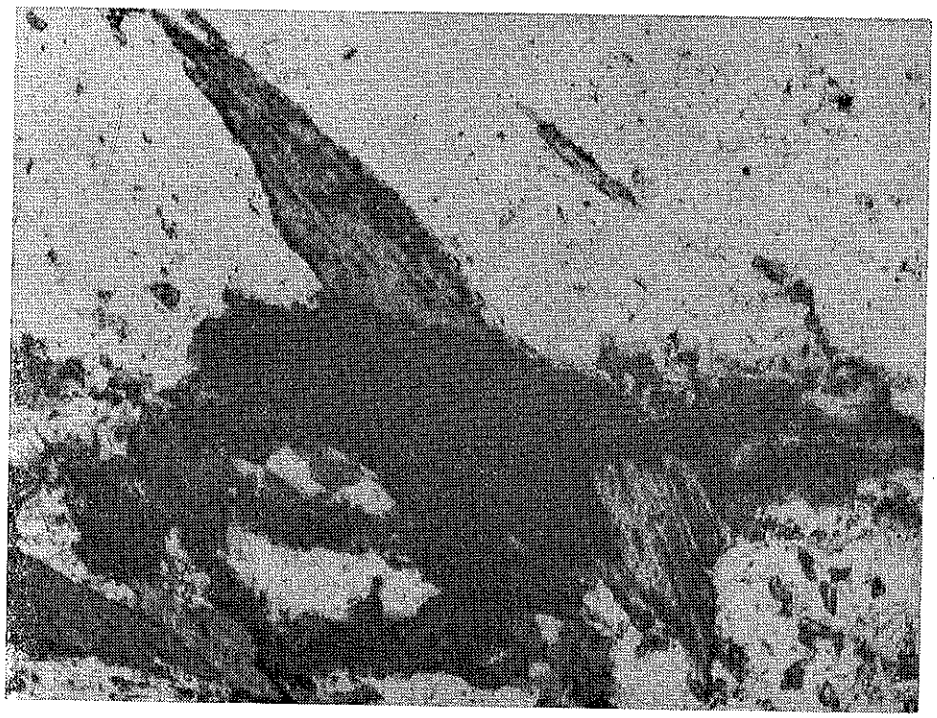
Tem-se ainda grandes cristais de microclíneo que englobam cristais de plagioclásios sericitizados e às vezes saussuritizados, parecendo indicar que o microclíneo é posterior.

Além dos granitóides de composição granodiorítica, tem-se rochas de composição granítica, sendo mais ricas em quartzo e feldspatos potássicos. Apresentam bandas de quartzo recristalizados, feldspatos potássicos, em menor quantidade, plagioclásios sódicos, biotita, moscovita, como aces

sórios epídoto e apatita, como opaco predomina a pirita.

Em algumas secções delgadas destas rochas é possível de se observar duas gerações de biotitas, uma destas micas apresenta uma cor marrom, sob nícois descruzados, e outra tem coloração esverdeada.

O filossilicato de cor marrom, cor esta devido a grande quantidade de titânio, apresenta-se bastante deformado, enquanto que as biotitas verdes, cor devido a maior concentração em ferro, apresentam-se não deformadas (Fotomicrografia 4). Quanto a moscovita parece não haver moscovita de primeira geração.



Fotomicrografia 4 - Detalhe mostrando duas biotitas de diferentes gerações. Aumento 150 X. Luz natural.

A maior parte da rocha granítica sofre a ação de cataclase, entretanto, estas faixas mais milonitizadas não são penetrativas, há uma alternância das bandas quase sem deformação e das bandas milonitizadas.

5.2.2.3 - Rochas metabásicas

Tem-se rochas metabásicas intercaladas aos corpos graníticos e migmatíticos. Em sua constituição mineralógica encontram-se a hornblenda, o plagioclásio (labradorita)e o quartzo, a biotita aparece como acessório.

Predominam as texturas granoblásticas e a nematoblástica, com o anfibólio na maior parte das vezes xenoblástico.

São rochas melanocráticas que por alteração intempérica produzem solos de coloração amarelada nas proximidades da rocha, tornando-se de um vermelho escuro para a superfície do terreno.

5.2.2.4 - Rochas granulíticas- charnockíticas

Estas rochas fazem parte do denominado Complexo Itatins que foi estudado pela Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) - Projeto Santos-Iguape- 1977.

O Complexo Itatins estende-se para sul e oeste da cidade de Peruíbe, constituindo-se em uma grande dorsal Leste-Oeste, correspondente às Serras do Peruíbe e dos Itatins.

Este tipo de associação litológica situa-se também no Bairro Braço do Mariano, situado mais a oeste, separado do Maciço dos Itatins por uma zona cataclástica.

No Bairro Braço do Mariano afloram charnockitos, granulitos, sillimanita-granada-biotita-gnaisse, migmatitos básicos e rochas graníticas.

Os migmatitos básicos possuem estruturas nebulíticas e em secção delgada são constituídos por andesina,quartzo, alcalifeldspato, biotita, apatita, enstatita, zircão, opacos, sericita, carbonato e óxido de ferro.

Os charnockitos se apresentam como rochas compactas com freqüente bandamento notado pela variação de cor.

Granulação de média a grosseira, coloração cinza-esverdeada e ascendência básica são os caracteres mais evidentes.

Ao microscópio mostram textura granoblástica e composição quartzodiorítica, evidenciando em sua constituição plagioclásio, às vezes andesítico, quartzo de tamanho irregular mostrando denteamento, extinção ondulante e intensa recristalização; ortoclásio pertítico também aparece por vezes; os minerais escuros mais freqüentes são biotita, hiperstênio, diopsídio e hornblenda, como acessórios aparece apàtita e zircão, como minerais secundários cita-se, clorita, carbonato, sericita e epídoto. Intercrescimentos mirmequíticos ocorrem irregularmente com o quartzo.

Quanto aos granulitos, em amostra de mão são rochas de granulação média, exibindo estruturas nebulíticas.

Em lâmina delgada evidenciam a presença de quartzo, oligoclásio-andesina, microclina, biotita, hiperstênio, opacos, apatita e carbonato.

Os kinzigitos ou gnaisses granatíferos apresentam-se sempre bem orientados, coloração clara, granulação de média a grosseira, na qual destacam-se grandes núcleos de granada rósea e algumas biotitas no seio de quartzo e feldspato.

De acordo com o Projeto Sudeste da Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais - 1977, as rochas charnockíticas e suas associadas, parecem não deixar dúvidas quanto à sua ascendência original básica, não só por sua composição intermediária atual, mas ainda pela associação com anfibolitos e outras metabásicas.

Supõe-se que estas rochas tenham se metamorfisado durante o Ciclo Transamazônico, em condições catazonais; e que no Pré-Cambriano Superior o Maciço dos Itatins teria se constituído em um alto estrutural ou Maciço Mediano, comportando-se como antepaís, que teria sido preservado parcialmente da total remobilização metamórfica e da migmatização.

brasilianas.

5.3 - Considerações sobre o Metamorfismo

Referiu-se nos primeiros capítulos, que o denominado Bloco Sul na região estudada, é parte de uma unidade tectônica maior denominada Bloco Itatins (Foto 2).

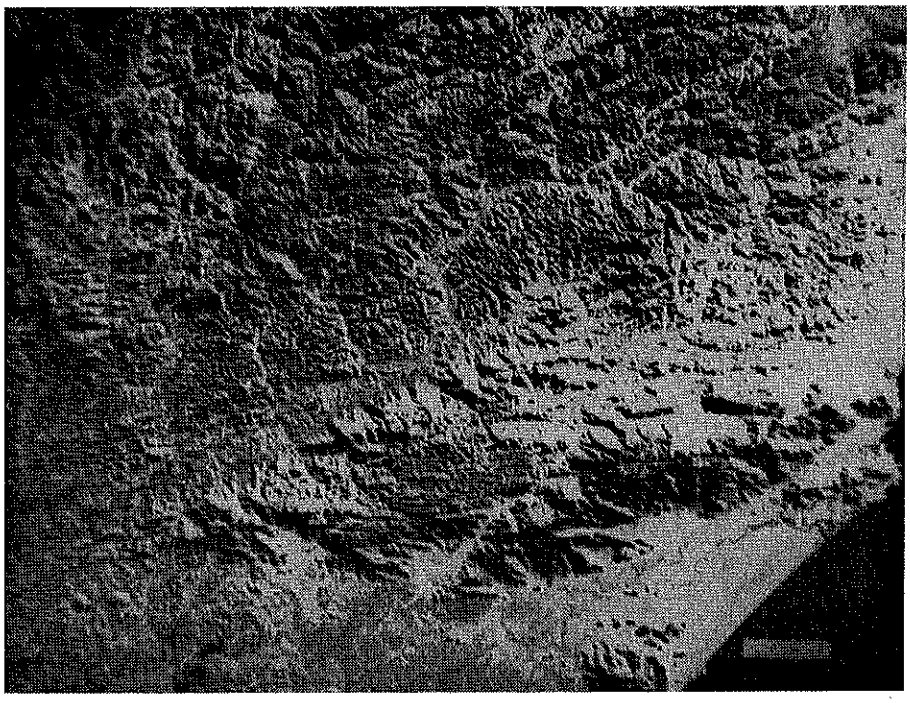


Foto 2 - Fotografia da Imagem Landsat mostrando regionalmente o Bloco Itatins - Escala da Imagem 1:250.000.

Seria impreciso referir-se ao metamorfismo deste compartimento tectônico limitando-se apenas à região por nós estudada.

Há que se considerar toda a diversidade litológica existente no Bloco Itatins para melhor compreender o metamorfismo regional. Associam-se com freqüência, charnockitos, granulitos charnokíticos, hiperstênio-granodioritos, sillimanita-granada-biotita-gnaisses, metabasitos, migmatitos e rochas graníticas de anatexia.

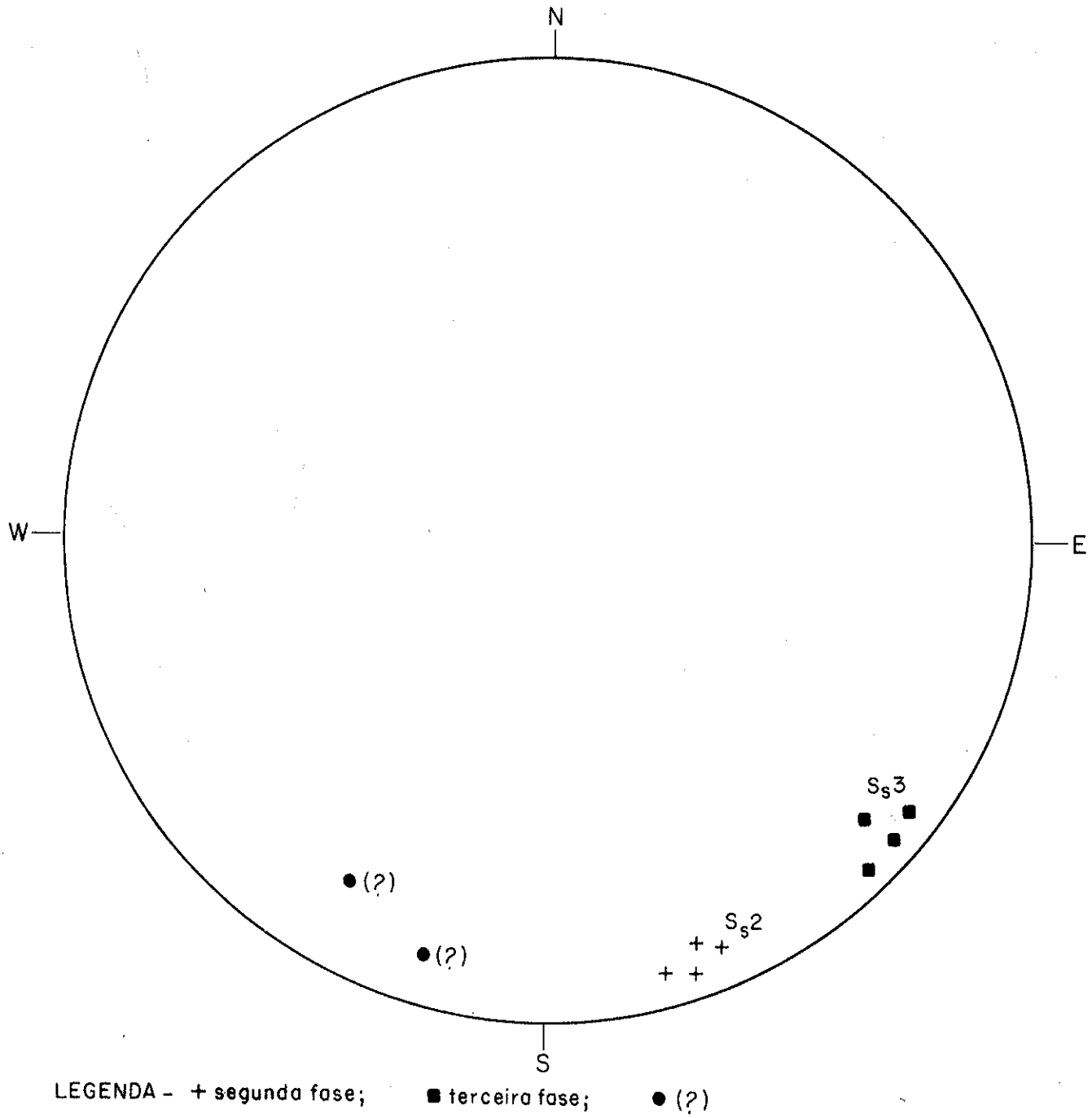


Fig. 6 - DIAGRAMA DE PLANOS AXIAIS DE DOBRAS DOS AFLORAMENTOS 07-BS e 48-BS-BLOCO SUL.

Em vista desta associação litológica descrita, percebe-se que se trata de um compartimento completamente distinto do anterior, e tem como característica associações litológicas de alto grau metamórfico.

Estudos anteriores, relativamente a este compartimento tectônico não são muitos, atualmente vem sendo estudado por alguns pesquisadores, que procuram definí-lo estrutural e geocronologicamente.

5.4 - Considerações sobre a Geologia Estrutural

Discorreu-se, em capítulos anteriores, sobre os aspectos litológicos do denominado Bloco Sul. Constatou-se que as rochas predominantes são os granitos, os granulitos e migmatitos de estruturas diversas.

Quanto ao aspecto relativo a geologia estrutural deste compartimento tectônico, deseja-se novamente chamar atenção para o fato de não se possuir um grande acervo de dados referentes aos aspectos geométricos deste complexo Bloco.

As observações que se tem foram feitas em afloramentos localizados ao longo da Rodovia BR-116 praticamente no limite entre os Blocos Central e Sul.

No afloramento de número 48 (vide Mapa 1), constatou-se a presença de dobras com planos axiais de atitude ($N75^{o}$-$70^{o}W$ sub-vertical) (Figura 6). Estas são dobras de uma foliação metamórfica (Foto 3).

No afloramento de número 6 verifica-se a presença de uma fase de deformação que a semelhança do que ocorre nos demais compartimentos tectônicos é isoclinal. Na Fotografia de número 4 observa-se as pequenas dobras fechadas e apertadas que posteriormente foram redobradas.

A Foto 5 mostra uma figura de interferência referente a este citado redobramento.

A Figura 7 mostra um *croqui* de parte do afloramento 07, onde parece haver mais de duas fases de deformação. O diagrama da Figura 6 refere-se aos dois afloramentos descritos anteriormente.

Apesar da pequena quantidade de observações, parece que a hipótese de uma fase (F_n) isoclinal, fase esta que gerou transposição a seguir transcorrência. Após esta tem-se uam fase (F_{n+1}) que dobrou estas rochas gerando figuras de interferência como mostrado na Foto 5 e finalmente parece haver o desenvolvimento de flexuras, que poderiam estar relacionadas a um novo evento (F_{n+2}).

Fez-se estas considerações apenas para que se tenha uma pequena idéia da geometria do Bloco Sul, evidentemente em termos de análise estrutural deste compartimento, há muito para ser feito, entretanto, este assunto foge aos interesses imediatos deste trabalho.

(F_n)

(F_{n+1})

Croqui da foto ao lado

Foto 3 - Dobramento da foliação metamórfica-Bloco Sul.

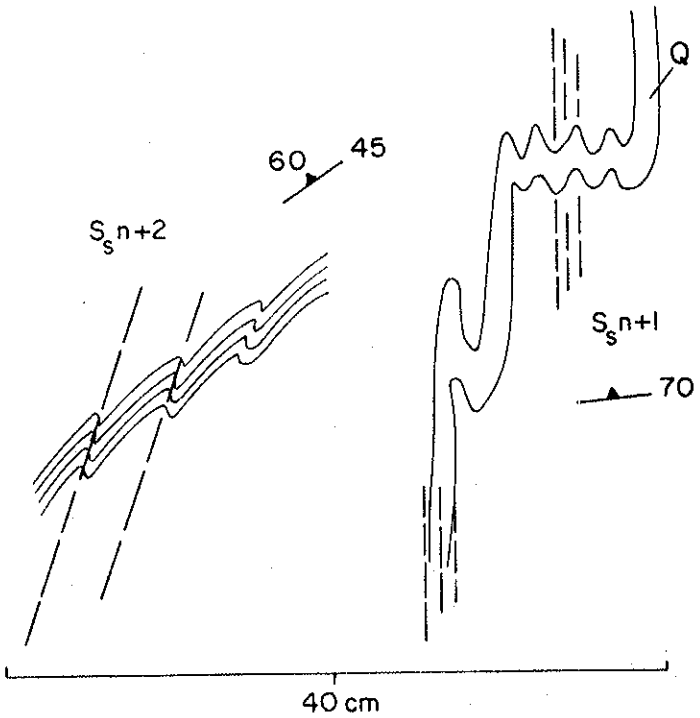


Fig. 7 -CROQUI REFERENTE AO AFLORAMENTO 07-.

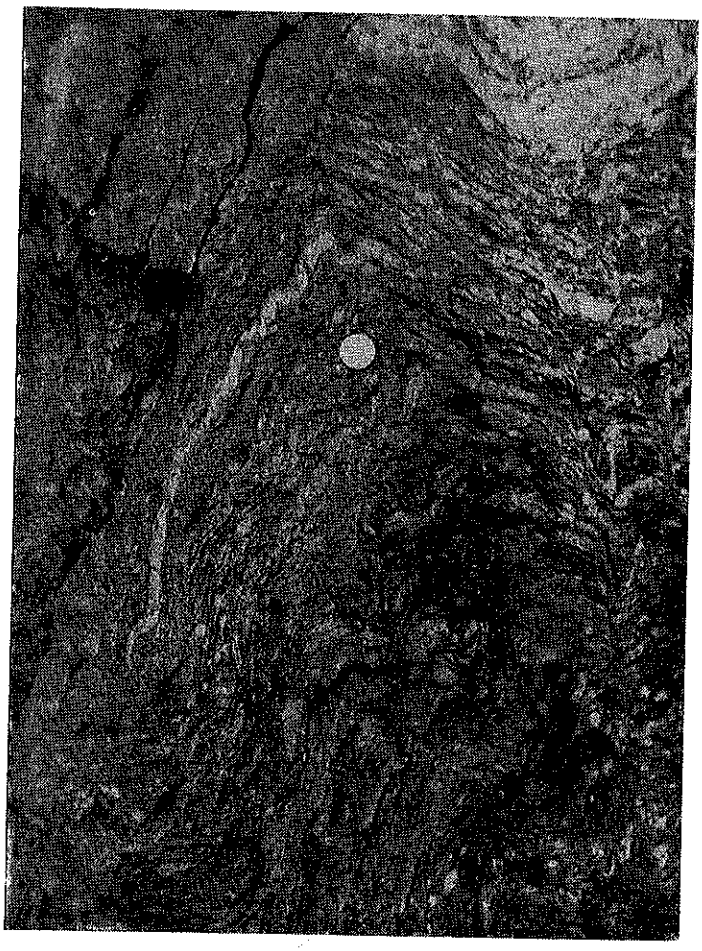
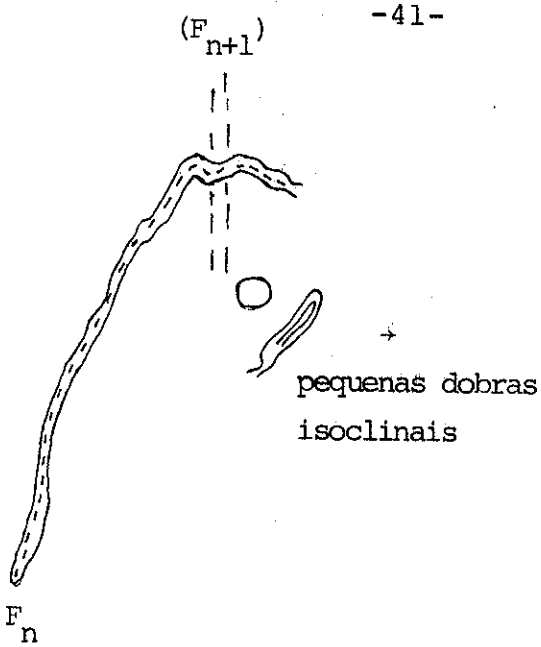


Foto 4 - Dobras isoclinais que sofreram redobramentos - Bloco Sul.



Croqui da foto ao lado

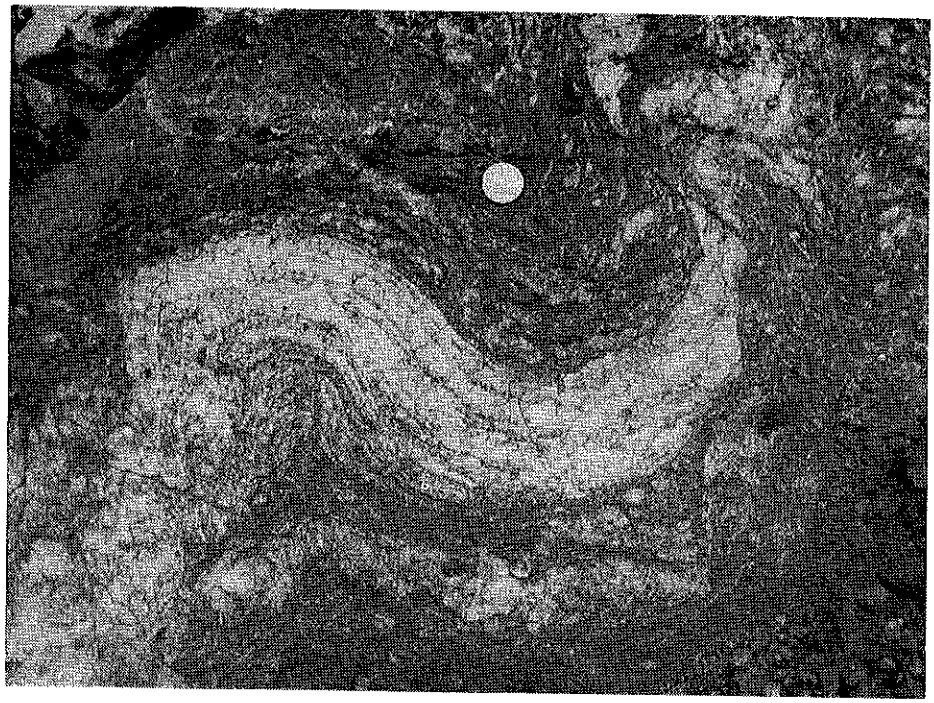


Foto 5 - Figura de interferência devido a redobramento - Bloco Sul.

CAPÍTULO VI

6 - O BLOCO CENTRAL

6.1 - Introdução

O Bloco Central é o compartimento tectônico delimitado a norte pela faixa cataclástica Cubatão e a sul pela zona de falha Itariri como se observa na Figura 2.

Este bloco possui características litológicas e estruturais distintas dos demais, sendo este o compartimento que possui maior quantidade de dados litológicos e estruturais possibilitando um melhor conhecimento da geologia regional.

6.2 - Litologia

A litologia no Bloco Central é muito variada, predominam neste bloco os ectinitos na forma de metapelíticas, metapsamíticas, calco-silicática metabásicas, básicas e rochas granitóides.

6.2.1 - Rochas Metapelíticas e Metapsamíticas

Dentre as rochas metapelíticas do Bloco Central, os filitos e xistos são as predominantes, enquanto que os quartzitos se sobressaem entre as metapsamíticas.

Os filitos normalmente possuem cores cinza e preta, raramente brancas, e adquirem tonalidades avermelhadas e amarronzadas devido ao intemperismo.

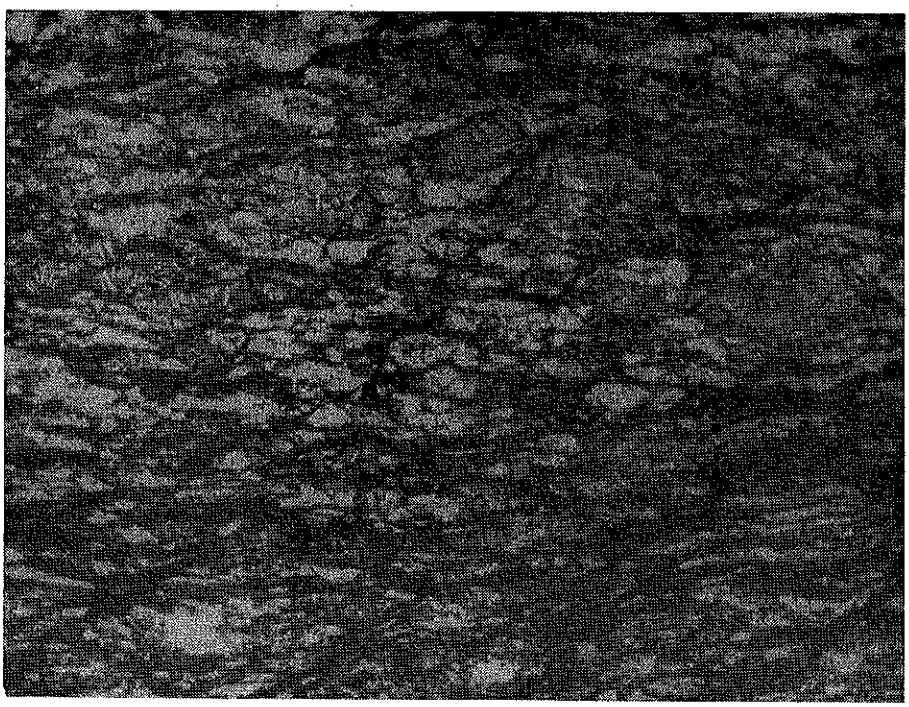
Possuem granulação fina e xistosidade conspícua, que lhe confere uma fissibilidade em planos paralelos caracterizados pelo brilho sedoso.

Esses filitos se compõem essencialmente de moscovita, sericita e quartzo, com textura lepidoblástica.

Os grãos de quartzo são geralmente xenoblásticos achatados e se encontram em agregados lenticulares orientados segundo a xistosidade. Exibem quase sempre extinção ondulante sob nícois cruzados.

Os filitos característicos do Bloco Central são os grafitosos, que se encontram logo a norte de Miracatu e se estendem para além de Juquiá em uma faixa metassedimentar contínua.

Em secção delgada os filitos grafitosos apresentam como minerais, essencialmente o quartzo e a sericita e alguns opacos como grafita, pirita e hematita (Fotomicrografia 5).



Fotomicrografia 5 - Filitos grafitosos, compostos essencialmente por quartzo, sericita e grafita. Aumento 150 X. Luz polarizada.

Tem-se ainda filitos em que a quantidade de grafita é muito pequena, mas apresentam grandes cristais de chiastolita que foram substituídos totalmente por sericitas; tra

ta-se de um caso típico de pseudomorfismo(Fotomicrografia 6).

Fotomicrografia 6 - Pseudomorfos de chiastolita substituída por sericitas. Aumento 35 X. Luz natural.

Filitos típicos podem também ser encontrados ao longo da Rodovia Regis Bittencourt (BR-116) nos quilômetros 384, 388 e 412.

Os xistos também se constituem em parte importante no estudo da litologia do Bloco Central.

Estes possuem xistosidade bem desenvolvida e além das micas, apresentam quartzo em sua composição.

A textura que os caracteriza é a lepidoblástica, os grãos de quartzo exibem extinção ondulante sob nícois cruzados e normalmente possuem forma achatada e orientação segundo a xistosidade.

A maioria dos xistos observados ao microscópio

apresentam duas xistosidades (Fotomicrografia 7).

A maioria desses metapelitos possuem indícios de cataclase, pois fazem parte da faixa ectinítica associada a falha do Cubatão, que na região estudada se estende desde as imediações do Ribeirão Fundo, a oeste de Juquiá, até a parte nordeste da folha de Pedro Barros, às margens do rio Itariri, numa localidade denominada Manoel da Nóbrega.

6.2.2 - Rochas Calco-Silicáticas

Ao longo da estrada Sete Barras-Juquiá, quilômetro 3 aproximadamente, encontra-se um grande afloramento de rochas calco-silicáticas.

Estas rochas são de coloração verde, apresentando grande quantidade de fraturas que se encontram preenchidas por quartzo e calcita secundários.

Em secção delgada constata-se que se trata de uma rocha de granulação bastante fina com a maioria dos cristais de minerais anédricos.

Observa-se ainda que se trata de uma rocha rica em carbonato, predominantemente calcita que se dispõe em bandas alternadas configurando um pseudo-acamamento.

O mineral que se encontra em maior quantidade é a calcita, seguida do quartzo quase sempre xenomorfo e com extinção ondulante sob nícois cruzados. Outros minerais presentes são o diopsídio, a titanita, a zoisita, o plagioclásio e a hornblenda (Fotomicrografia 08).

Estas rochas calco-silicáticas estão associadas às rochas básicas, metabásicas e aos bolsões pegmatíticos, caracterizando uma faixa de mistura, isto é, migmatítica.

Fotomicrografia 7 - Xistosidade do tipo "*strain--slip*" observada nos xistos do Bloco Central. Aumento 35 X. Luz polarizada.

Fotomicrografia 8 - Rocha calco-silicática com associação do tipo quartzo, plagioclásio e calcita. Aumento 35 X. Luz polarizada.

6.2.3 - Rochas Metabásicas

Entre os quilômetros 3,0 e 4,0 da Rodovia Sete--Barras-Juquiá, encontra-se uma associação de rochas básicas, metabásicas e calco-silicáticas, como mostra o perfil I-J.

Neste local é nítida a existência de dois tipos de rochas básicas, o tipo mais antigo apresenta uma coloração esverdeada com uma lineação mineral que indica que a rocha esteve submetida a esforços.

Em secção delgada observou-se os seguintes constituintes mineralógicos: actinolita-tremolita, pouco quartzo e como opacos magnetita e pirita.

6.2.4 - Rochas Básicas

Em associação às rochas metabásicas tem-se típicos doleritos que não apresentam qualquer tipo de perturbação.

São constituídos predominantemente por piroxênios (augita) e plagioclásio tendo como acessórios magnetita e ilmenita.

Essas rochas são normalmente encontradas na forma de diques que cortam as foliações regionais.

De acordo com a bibliografia este magmatismo básico teria idade mesozóica e estas rochas preencheram fraturas durante a reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967).

Este magmatismo básico compõe na região estudada um sistema de diques alinhados preferencialmente para noroeste, cuja orientação segundo STANFORD & LANGE (1960), seria solidária ao eixo do "Arqueamento de Ponta Grossa" que teria permanecido ativo naquele período.

6.2.5 - Rochas Granitóides

No Bloco Central encontra-se rochas granitóides de dois tipos diferentes, um de caráter granodiorítico, outro se constituindo em um típico granito potássico.

O segundo tipo aflora nas imediações de Juquiá, (vide perfil C-D) é constituído por bandas leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas.

No estudo das secções delgadas constatou-se que nas porções leucocráticas predominam os cristais de microclínio e há poucos plagioclásios. Os cristais de feldspatos potássicos apresentam inclusões de plagioclásios conferindo ao mineral uma estrutura do tipo pertita (Fotomicrografia 9).

Apresenta uma cataclase importante e são características as bandas de quartzo recristalizados típicas de rochas cataclásticas.

Outra estrutura importante que aparece nesta rocha são as mirmequitas, cristais de plagioclásios com vesículas de quartzo (Fotomicrografia 10).

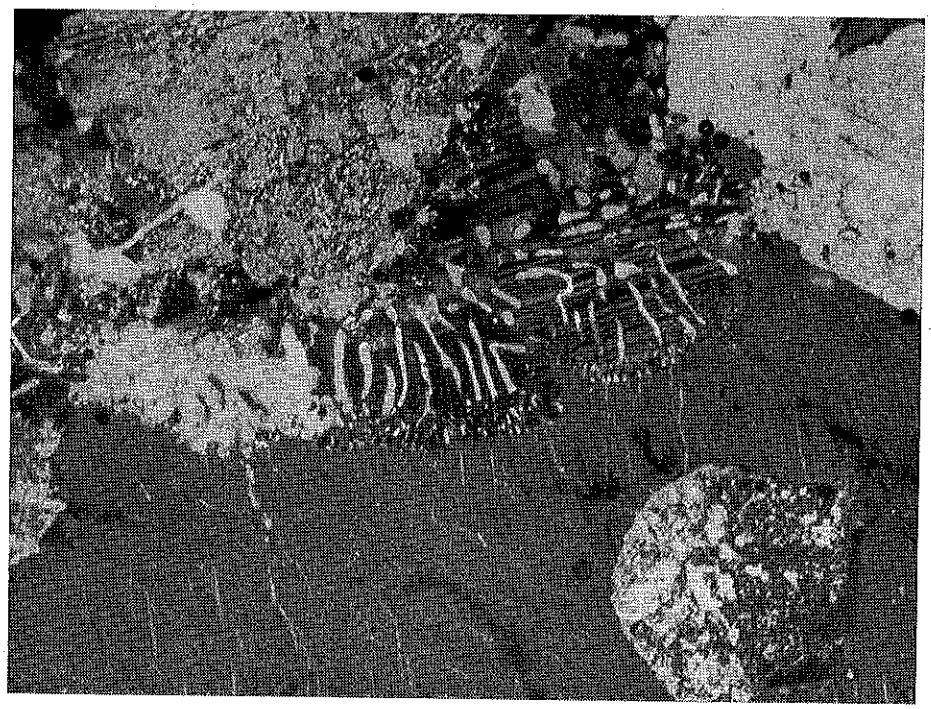
Os constituintes mineralógicos principais deste granitóide são: microclínio, plagioclásio (oligoclásio-andesina), quartzo, biotita, zoisita, sericita e opacos, como acessórios tem-se calcita, apatita e turmalina.

Em resumo, este granitóide de Juquiá está levemente cataclasado e apresenta uma composição granítica sendo rico em feldspato potássico.

Na Rodovia Juquiá-Sete Barras, nas proximidades do bairro Ribeirão Fundo, encontra-se outra rocha granitóide com as seguintes características:

trata-se de um granito potássico, cujos componentes são: quartzo, feldspato potássico pertítico, plagioclásio, biotita e clorita e como acessórios epídoto, fluori

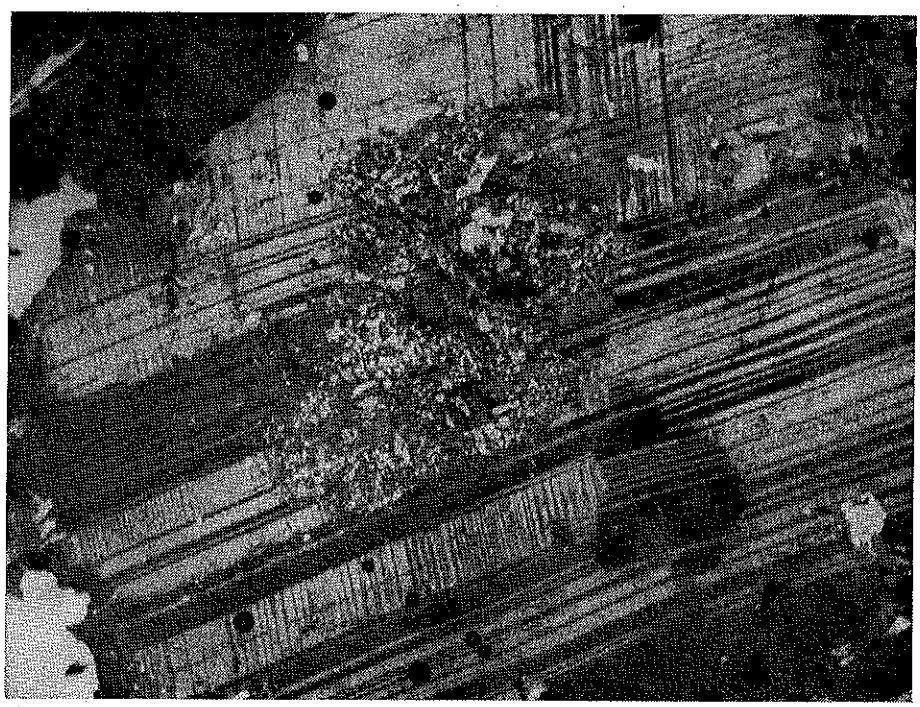
Fotomicrografia 9 - Estrutura do tipo pertita em cristais de ortoclásio. Granito Juquiá. Aumento 35 X. Luz natural.



Fotomicrografia 10 - Cristal de plagioclásio com estrutura do tipo mirmequita. Aumento 150 X. Luz polarizada.

ta e opacos.

Tem-se a presença de plagioclásio zonado, com o centro mais alterado e a borda sem alteração (Fotomicrografia 11).



Fotomicrografia 11 - Plagioclásio mostrando sericitização na sua parte central. Aumento 35 X. Luz polarizada.

Este granito potássico não mostra indícios de cataclase visíveis.

Outra rocha granitóide que aparece dentro do Bloco Central se localiza na Fazenda Escalvado próximo à margem esquerda do rio Juquiá. Tem como minerais predominantes os plagioclásios (andesina-labradorita), biotita, hornblenda, quartzo, titanita e apatita, como acessórios calcita e epídoto.

Trata-se de uma rocha de composição granodiorítica que não se apresenta cataclasada e que possui plagioclá

sios relativamente ricos em cálcio.

O granito de Pedro Barros apresenta características semelhantes ao do granito potássico descrito anteriormente (vide perfil G-H).

Trata-se de um corpo granítico de pequenas dimensões que ocorre precisamente no encontro das Rodovias Pedro Taques e BR-116. É um granito de características anatexíticas visíveis, e de coloração cinza e granulação média, com feldspatos potássicos centimétricos. Este granito é pobre em plagioclásio e se encontra levemente cataclasado.

Esta rocha, observada ao microscópio,mostra ser constituída dominantemente por quartzo, microclina e plagioclásio do tipo albita-oligoclásio, mostrando extinção ondulante; a mica que predomina é a biotita.

Em certas áreas da lâmina observa-se cristais de microclina quebrada (Fotomicrografia 12) o que demonstra a cataclase sofrida.

Sericita, carbonato e clorita são resultantes da alteração, como acessórios tem-se a apatita e opacos. Trata-se, portanto, de um granito de composição potássico-sódica levemente cataclasado.

6.3 - Metamorfismo

Os estudos de difratometria de raios X em xistos grafitosos elaborados por EGYDIO DA SILVA *et al.* (1979) permitiram que se determinasse o grau de cristalinidade da grafita, que por sua vez está relacionado com o grau de metamorfismo sofrido por esses sedimentos.

Os autores acima citados, baseados nos métodos propostos por LANDIS (1971) e GREW (1974), encontraram para essas rochas uma temperatura de metamorfismo ao redor de 450-500°C.

Os autores desta metodologia de trabalho verificaram que estudando a estrutura cristalina da grafita concluiram que o grau de cristalinidade deste material aumenta com o grau de metamorfismo, e os estudos de difratometria de raios X sugerem que a transformação do material carbonoso, em grafita é análogo à grafitização do carbono industrial.

O estudo em secções delgadas das rochas deste compartimento tectônico mostrou dois tipos diferentes de associações mineralógicas.

Um deles confirma o grau metamórfico encontrado por EGYDIO DA SILVA *et al.* *(op.cit.)*, com associações mineralógicas do tipo tremolita-actinolita, quartzo, calcita, plagioclásio e epídoto em rochas calco-silicáticas.

Um outro compatível com um grau metamórfico baixo, onde predominam minerais do tipo biotita, moscovita, clorita e epídoto. Estes minerais predominam nas rochas metapelíticas onde se observa um grau metamórfico mais ameno.

Deve-se levar em consideração a dificuldade em se encontrar associações mineralógicas características devido ao alto grau de intemperismo em que se encontram essas rochas, por exemplo, achou-se pseudomorfos de chiastolita em filitos, indicando um grau metamórfico médio, porém este mineral se encontra totalmente substituído por sericita.

6.4 - Geologia Estrutural

6.4.1 - Introdução

Na região estudada, a grande ênfase ao estudo da geologia estrutural foi dada para o Bloco Central, porque é nesse compartimento tectônico que se encontram grande quantidade de metassedimentos pelíticos e psamíticos sobre os quais se realizou um estudo mais elaborado a respeito de sua geometria.

Na apresentação e interpretação dos dados obtidos dividiu-se o assunto em dois itens, o primeiro relativo às estruturas coesivas e o segundo abordando as estruturas disruptivas.

Os diagramas estruturais foram sempre elaborados sobre a rede de Schmidt-Lambert (projeção igual-área) e representam uma projeção em relação ao hemisfério inferior.

A legenda geral dos diagramas é a seguinte:

- ○ - acamamento original - S_{CO}
- ● - elementos planares da primeira fase - S_{C1}
- × - elementos planares da segunda fase - S_{C2}
- ■ - elementos planares da terceira fase - S_{C3}

- ↗ - eixo e lineação da primeira fase
- ↗ - eixo e lineação da segunda fase
- ↗ - eixo e lineação da terceira fase

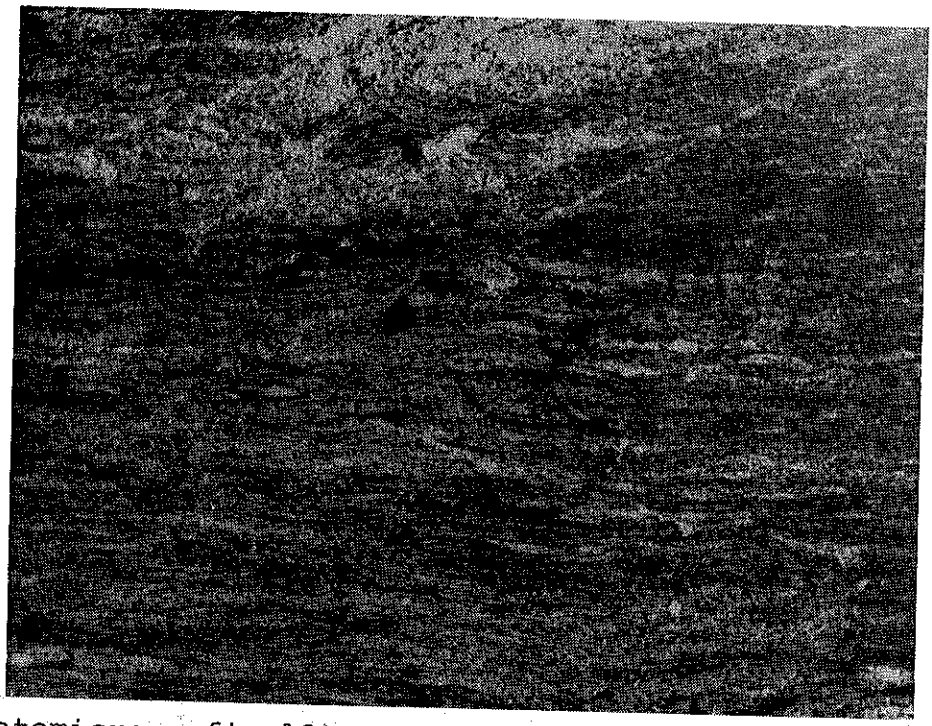
6.4.2 - Estruturas coesivas

6.4.2.1 - A Primeira Fase de Deformação

Nos trabalhos de campo e na elaboração dos perfis geológicos, foram raros os afloramentos em que se pode distinguir uma diferenciaçao litológica em bandas de tal modo que se pensasse tratar do acamamento original.

Foi possível, somente através do estudo em secções delgadas, verificar que esta primeira fase de dobramento consiste de dobras isoclinais onde se observa S_{CO} paralelo a S_{C1} nos flancos das dobras e S_{CO} perpendicular a S_{C1} nos apíces, como mostrado na Figura 8.

Fotomicrografia 12 - Cristal de microclíneo quebrado - Granito Pedro Barros. Aumento 35 X. Luz polarizada.



Fotomicrografia 13 - Dobramento isoclinal referente a Primeira Fase de Deformação. Aumento 35 X. Luz natural.

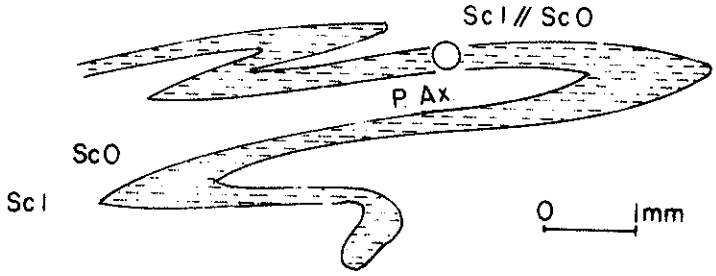


Fig 8 - DOBRAMENTO ISOCLINAL REFERENTE A FASE F_1 DO BLOCO CENTRAL

Além da Figura 8 mostrando de que tipo foi a primeira fase de deformação, as Fotomicrografias 13 e 14 vêm comprovar tal hipótese.

Fotomicrografia 14 - Filitos grafitosos com dobras isoclinais da Primeira Fase de Deformação. Aumento 35 X. Luz natural.

Dividiu-se o Bloco Central em domínios considerados homogêneos, tendo como finalidade o estudo sistemático das feições estruturais.

No Domínio A (Mapa-2), mediu-se 100 polos de xistosidade S_{C1} paralela a S_{CO} e plotou-se em diagrama Schimidt--Lambert obtendo-se a Figura 9.

O diagrama mostra que esta xistosidade apresenta uma direção preferencial N70°E com mergulho de 70° a 80° tanto para SE como para NW.

A Figura 10 refere-se a um diagrama da foliação cataclástica medida ao longo da faixa cataclástica Cubatão. É possível constatar a grande similaridade com relação ao diagrama da Figura 9.

A identidade entre esses dois diagramas é um argumento em favor da idéia de que a cataclase na zona de falha do Cubatão é uma exageração da xistosidade S_{C1}.

A primeira fase de deformação ficou relativamente caracterizada em todo o compartimento tectônico denominado Bloco Central; apesar de apenas ser observada em secções delgadas.

Analogamente, SADOWSKI (1974) observou para a região de Santos e Cubatão uma fase F_1 de dobras isoclinais e cerradas.

6.4.2.2 - A Segunda Fase de Deformação

A segunda fase de deformação ficou caracterizada nos Domínios B, C e D (Mapa 2).

No Domínio B é marcante a presença de dobras de tipo "*flexural-slip*" e do tipo "*chevron*" (Foto 6).

Para este Domínio B, obteve-se o diagrama da Figura 11 onde foram plotados os polos dos planos axiais das dobras da Foto 6.

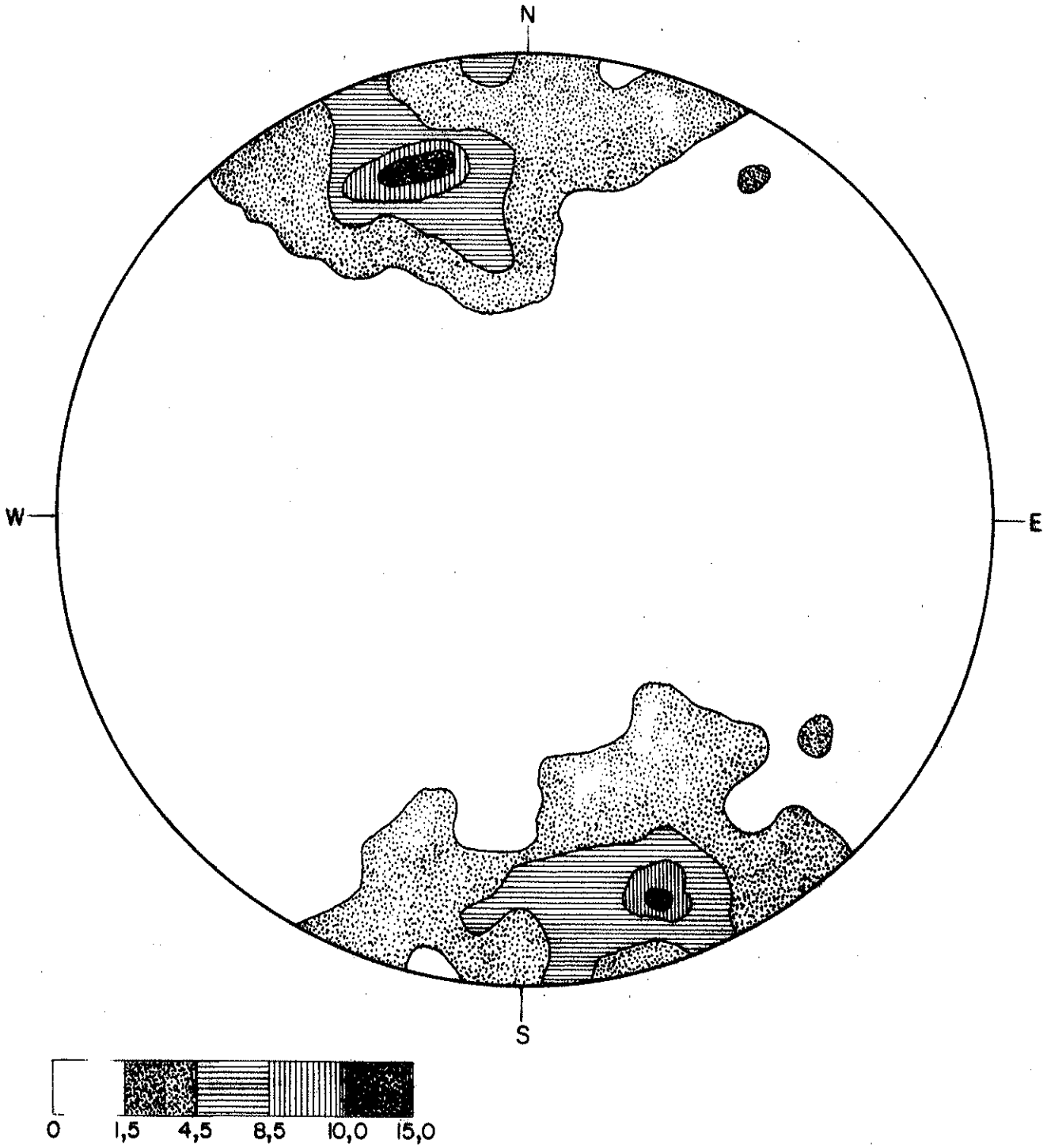


Fig. 9- DIAGRAMA DE 100 PÓLOS DA FOLIAÇÃO $S_{CI}//S_{CO}$
Domínio - A

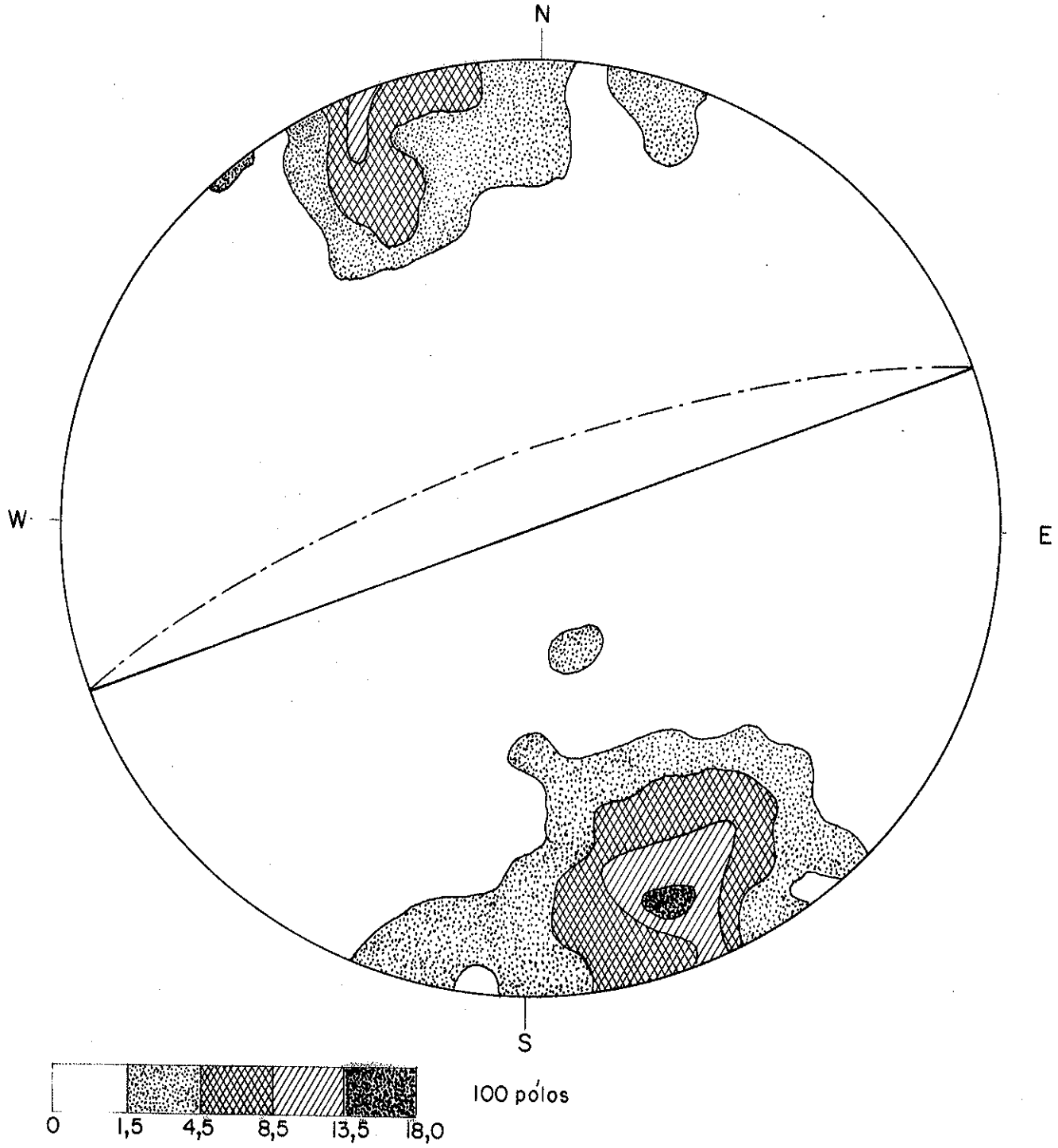


Fig. 10- DIAGRAMA REFERENTE A FOLIAÇÃO CATACLÁSTICA
Falha de Cubatão

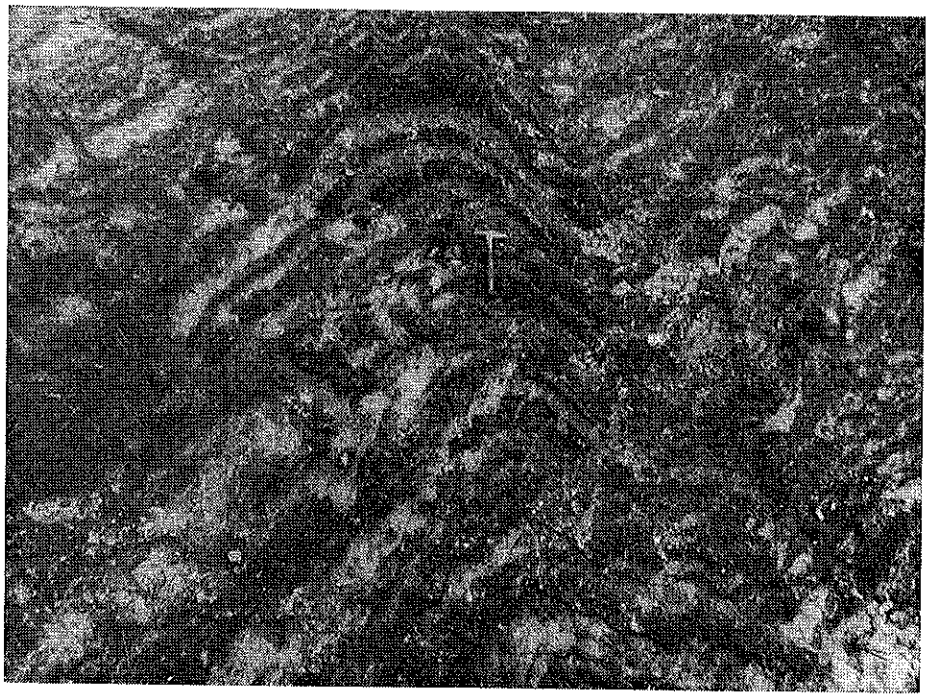
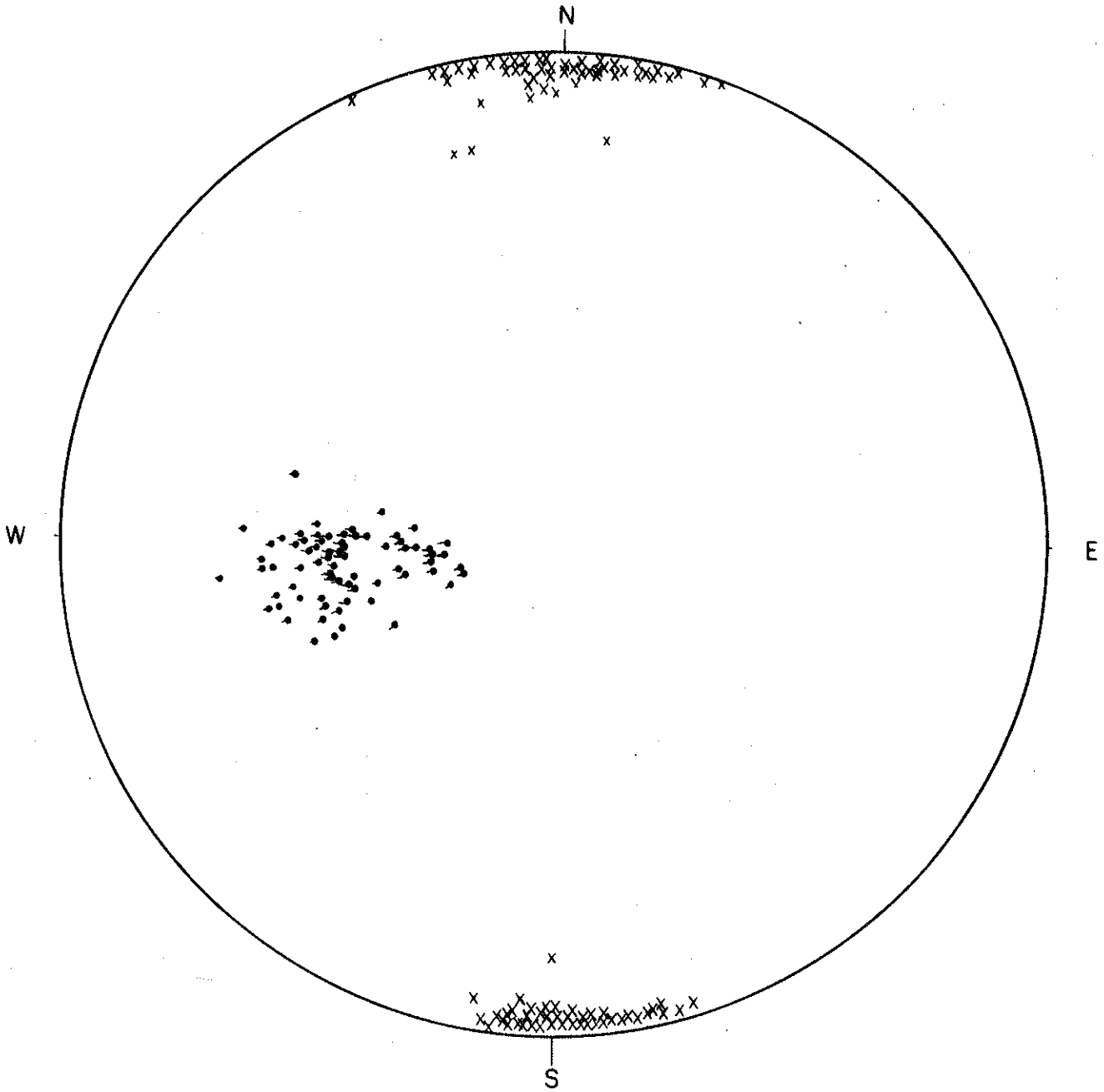


Foto 6 - Dobras do tipo "*flexural-slip* e "*chevron*" pertencentes ao Domínio B - Bloco Central.

As superfícies axiais dessas dobras possuem uma direção E-W e são em sua maioria verticais; da mesma forma os eixos dessas dobras, estes possuem evidentemente a mesma direção dos planos axiais, com mergulhos que variam de 30 a 75 graus para oeste.

Ainda dentro do Domínio B, obteve-se o diagrama da Figura 12 que se refere a xistosidade S_{C1}, lembro que S_{C1} é paralela a S_{CO} nos flancos das dobras de primeira geração e são perpendiculares nos ápices das mesmas. A maior parte das atitudes de S_{C1}, para este Domínio, é N40^{o}W/50°SW. Foi possível observar a intersecção entre os planos S_{C1} e S_{C2}, sendo S_{C2} uma xistosidade plano axial referente ao dobramento da xistosidade S_{C1}, esta intersecção forneceu uma lineação de atitude EW/40°W, portanto, paralela aos eixos das dobras de segunda geração e conseqüentemente contemporânea.

O afloramento de número 13, pertencente a secção



130 pólos de planos axiais
75 pólos de eixos de dobras

Fig. 11- DIAGRAMA REFERENTE AOS PLANOS AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS DA SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

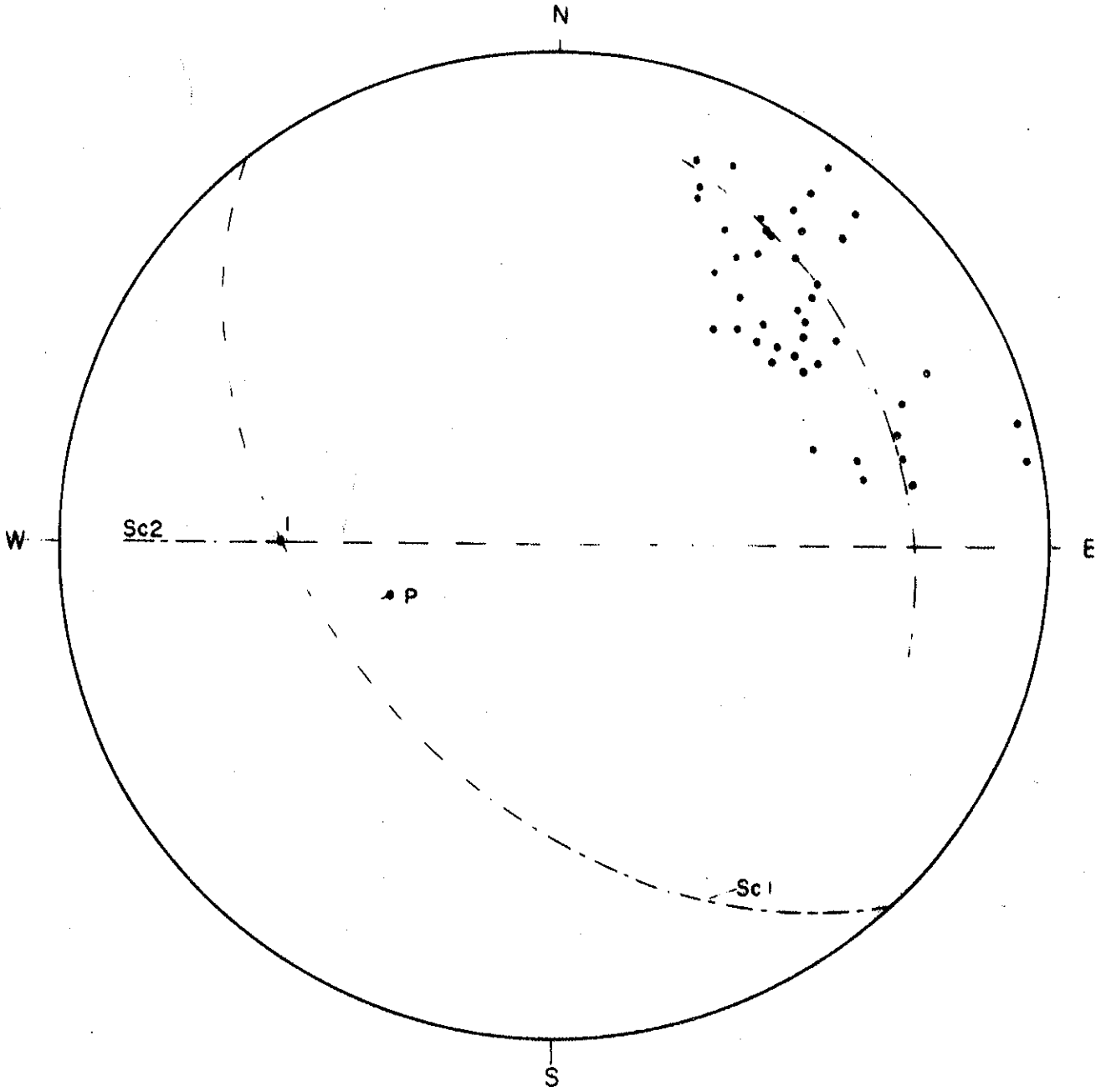


Fig. 12 - DIAGRAMA REFERENTE A 45 PÓLOS DA FOLIAÇÃO Sc I
Dominio - B

C-D, faz parte do Domínio homogêneo C. Neste local foram encontradas dobras do tipo "*flexural slip*" como ilustrado na Figura 13).

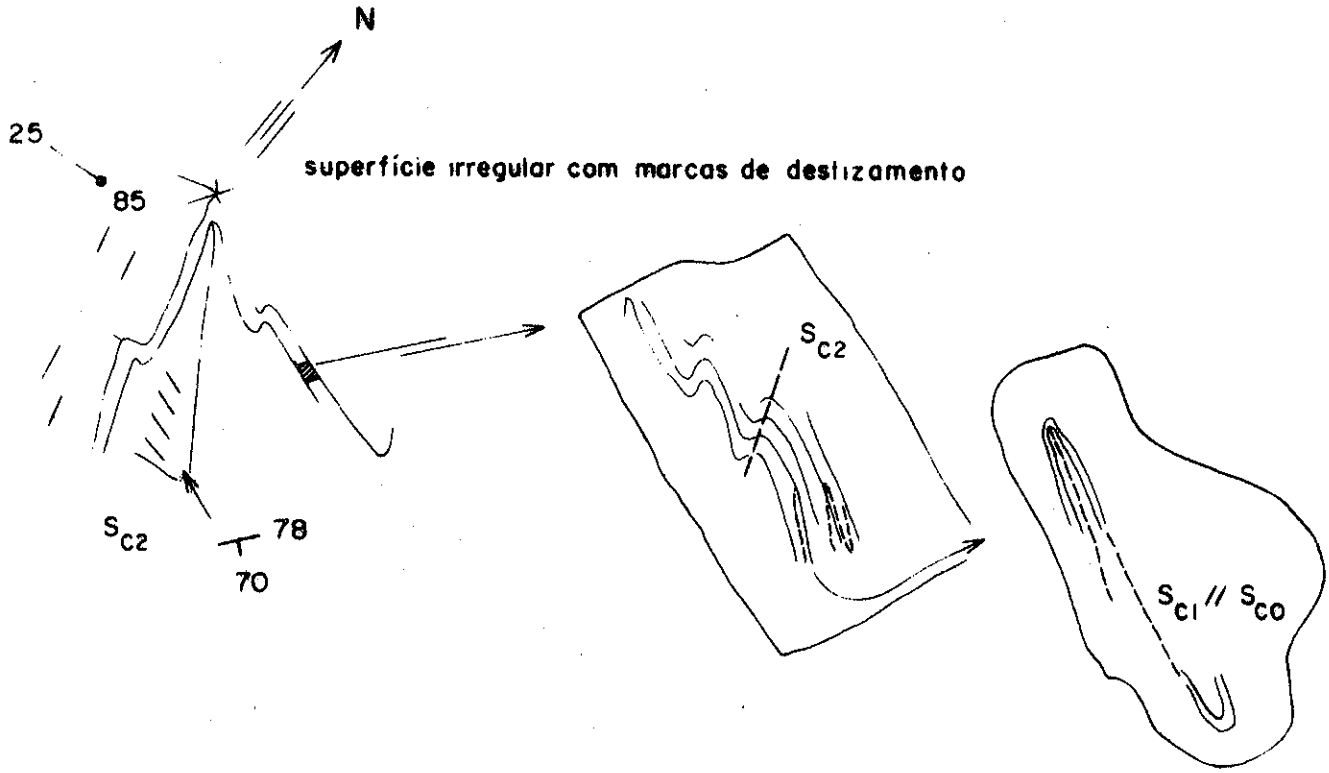
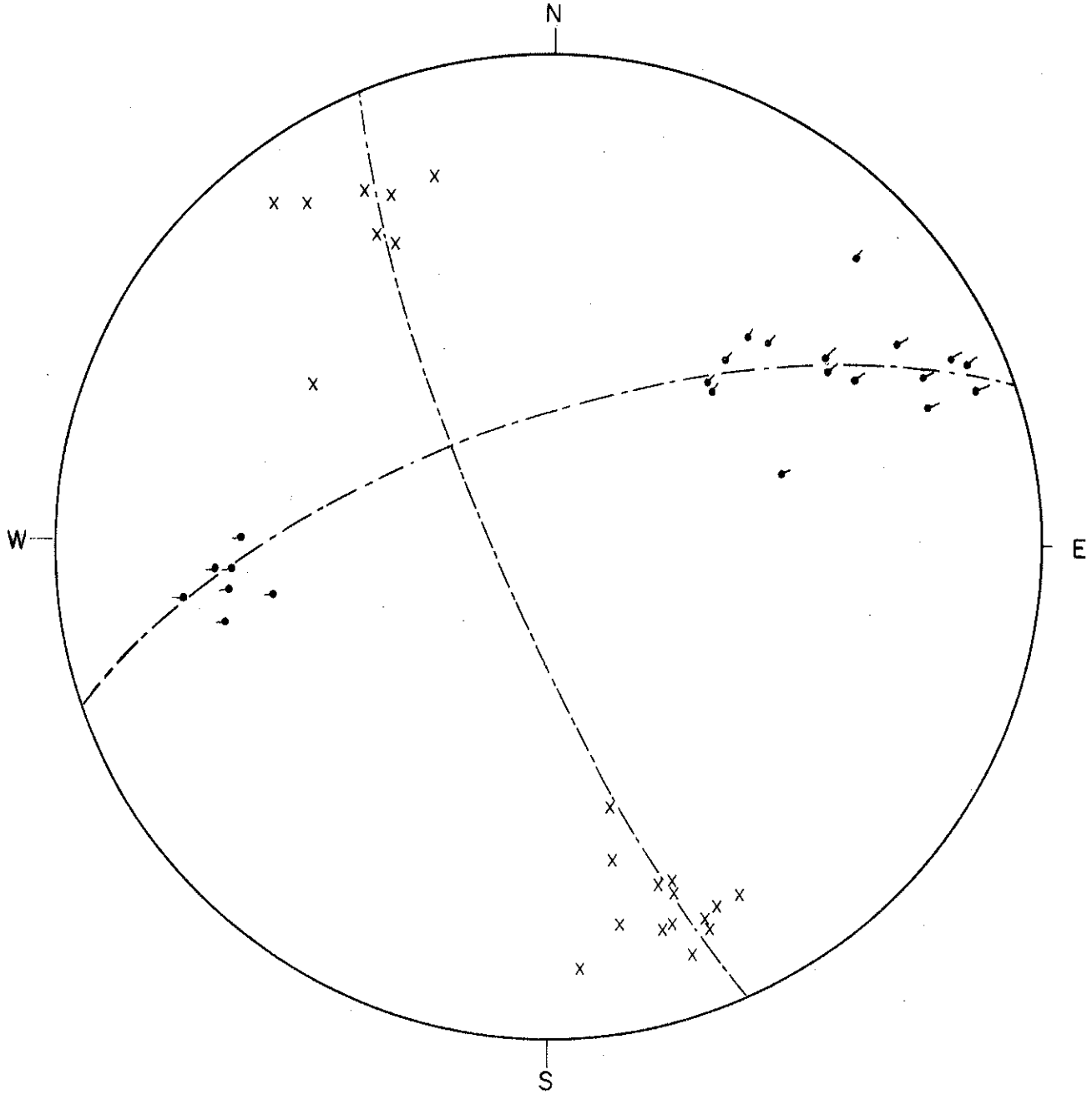


Fig. 13- DOBRA DO TIPO "FLEXURAL - SLIP" AFLORAMENTO 13 SECÇÃO C-D

Observou-se em secções delgadas que a superfície que se encontra dobrada é a xistosidade que possui S_{C1}; tratando-se, portanto, de dobras da segunda geração.

Para o Domínio C obteve-se o diagrama da Figura 14 onde foram plotados os polos das superfícies axiais e dos eixos de dobras mesoscópicas. Este diagrama é muito interessante por mostrar as superfícies S_{C2} com mergulhos variáveis ora para noroeste ora para sudeste, além do fato de seus respectivos eixos possuírem dois máximos, talvez seja esta a evidência de uma terceira fase de dobramento, fase esta bastante suave, com dobramento de S_{C2}.



22 pólos de Sc2
22 pólos de eixo de dobras

Fig. 14 - DIAGRAMA DE PÓLOS DE SUPERFICIES AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS
Domínio - C

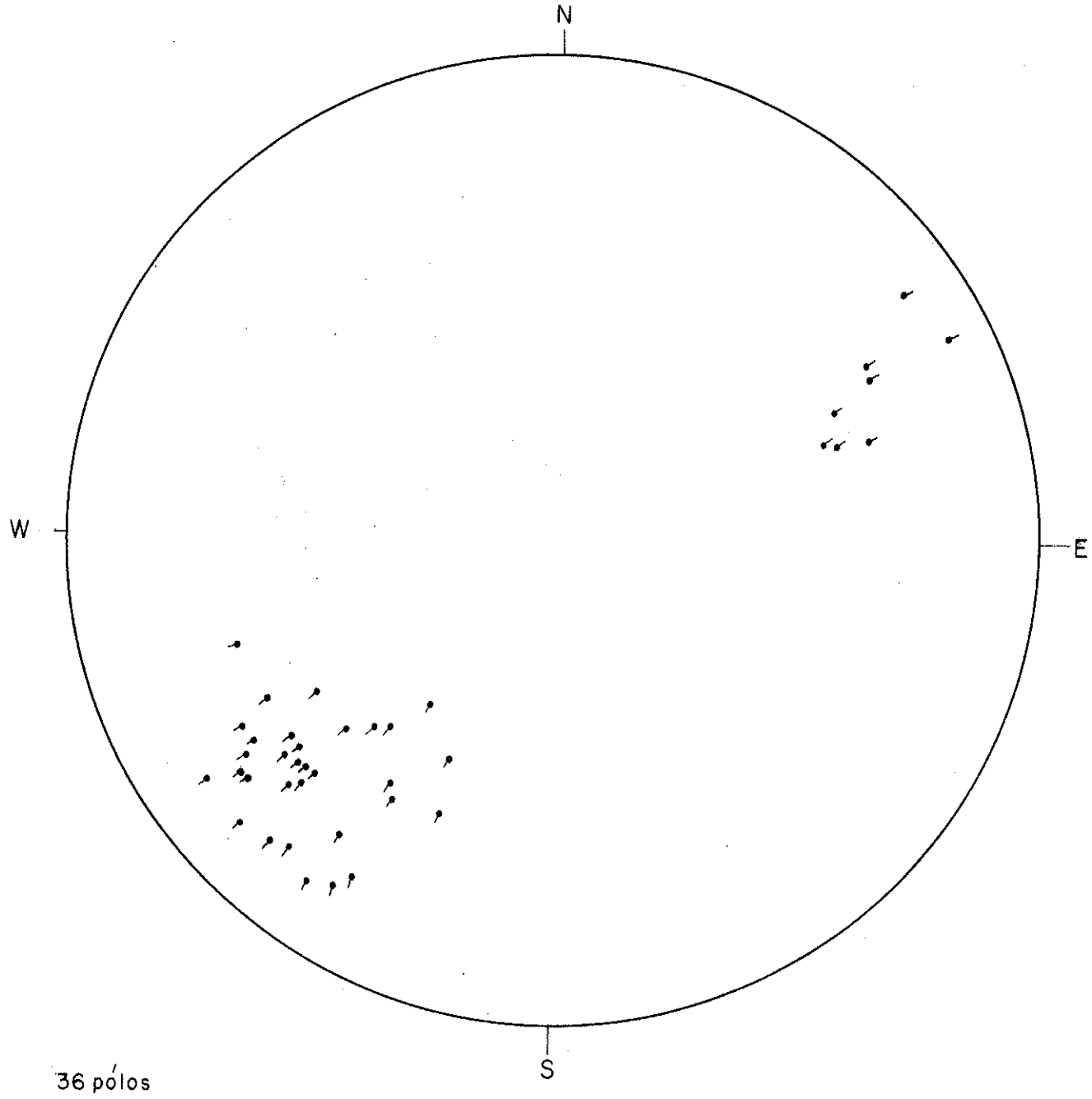
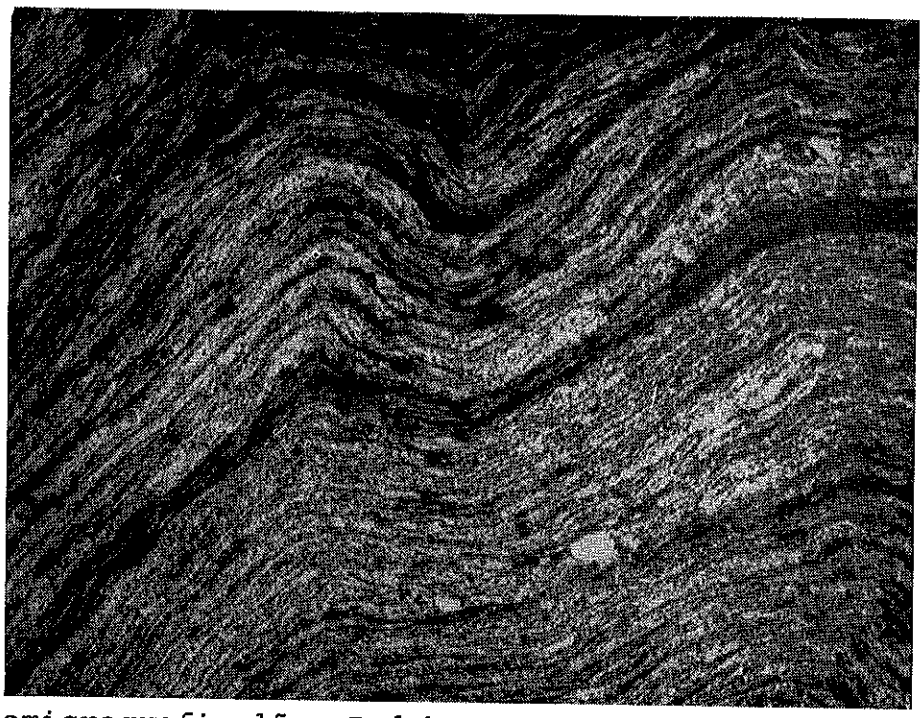


Fig. 15 - ATITUDE DE EIXOS DE DOBRAS DA SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

No Domínio D foram medidos e plotados, em diagramas igual-área, a atitude de eixos de dobras centimétricas; obtendo-se a Figura 15. Nesta porção da região estudada ficou caracterizado, de forma marcante, a segunda fase de dobramento. Da mesma forma que nos domínios anteriormente descritos, a foliação que se encontra dobrada é a xistosida de S_{C1} paralela a S_{CO} (Fotomicrografia 15). Neste local



Fotomicrografia 15 - Redobramento de dobras isoclinais referentes a Primeira Fase de Deformação - Bloco Central. Aumento 35 X. Luz natural.

os eixos das dobras apresentam como atitude N50°E/30°SW. As dobras são do tipo "*flexural-slip*" e "*chevron*", como já observado em outros locais.

Concluindo, a segunda fase de dobramento é caracterizada por dobrar uma superfície S_{C1}, com dobras do tipo "*flexural-slip*", com o desenvolvimento de dobras em "*chevron*" e de uma clivagem do tipo crenulação ("*strain-slip-cleavage*") (Fotomicrografia 16).

Fotomicrografia 16 - Dobras em "*chevron*" referentes a Segunda Fase de Deformação - Bloco Central. Aumento 35 X. Luz natural.

6.4.2.3 - A Terceira Fase de Deformação

Para melhor caracterizar a fase F_3 referente ao Bloco Central, convém que se faça uma descrição detalhada dos afloramentos de números (MRT-01) e 11, este último pertencente a secção A-B (vide Mapa 1).

Foram nestes dois afloramentos, ambos tendo como unidade litológica característica os filitos grafitosos, onde melhor se pode observar estruturas relacionadas a um terceiro evento de deformação. Este se caracterizou pelo desenvolvimento de flexuras que deram origem a uma clivagem de fratura.

A Fotografia 7 mostra o afloramento (MRT-01), e a Figura 16 é um desenho deste mesmo afloramento, feito a partir da fotografia.

Foto 7 - Detalhe do afloramento (MRT-01) relativo aos filitos grafitosos.

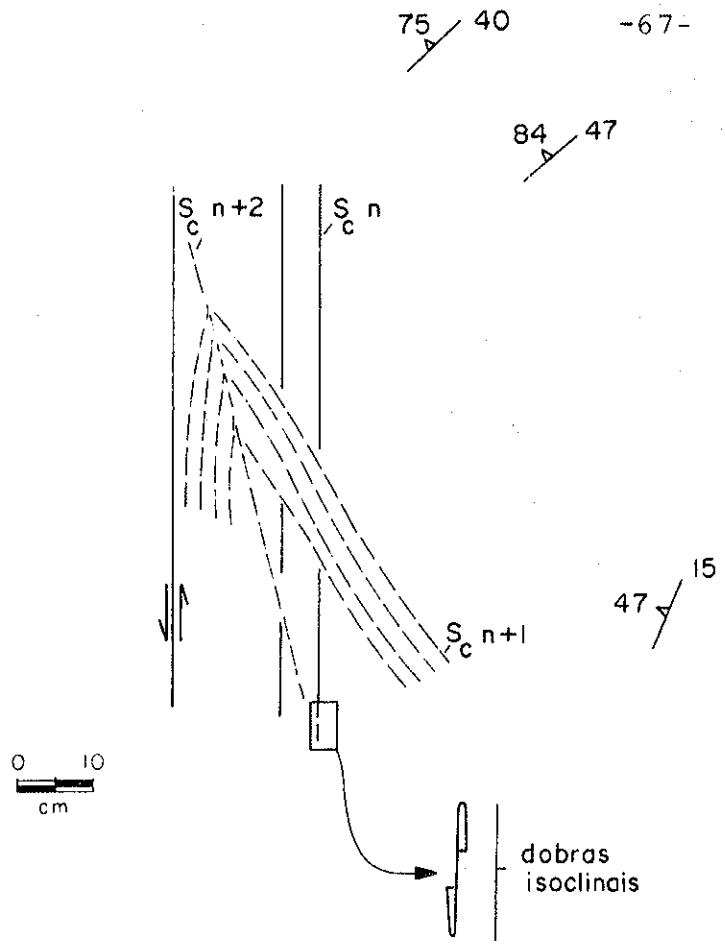


Figura 16 - Croqui referente ao afloramento (MRT-01).

Neste local, foi possível inicialmente a identificação de três estruturas planares distintas, sobre as quais se pode caracterizar uma cronologia.

1) Tem-se a presença de um plano vertical, difícil de se ver, que parece corresponder as superfícies S_{CO} paralela a S_{C1} (Fotomicrografia 13), são bancos de composição e competência diferentes. No "croqui" da Figura 16 este plano foi inicialmente denominado S_{Cn}.

2) Há um plano oblíquo bem desenvolvido (a superfície melhor observada no afloramento), trata-se de uma xistosidade S_{C2}. Na Figura 16 corresponde a S_{Cn+1}.

3) Tem-se o desenvolvimento de microdobras que afetam a superfície S_{C2}, a geometria destas microdobras indicam que elas foram formadas por desligamentos "normais", de pouca importância, ao longo de S_{CO}.

A descrição do afloramento de número 11 situado ao longo do perfil A-B é também de grande importância para a caracterização do problema relativo a terceira fase de deformação.

Trata-se de um afloramento que apresenta uma estrutura bastante complexa.

A Figura 17 mostra um "*croquí*" referente ao afloramento acima citado. Dividiu-se a descrição em dois setores distintos para melhor caracterizar as estruturas.

A Figura 17 mostra os dois setores no afloramento, sobre os quais foram feitas as observações detalhadas.

No setor I encontrou-se um contato nítido entre duas unidades litológicas distintas, a saber, entre os filitos grafitosos e filitos de coloração avermelhada.

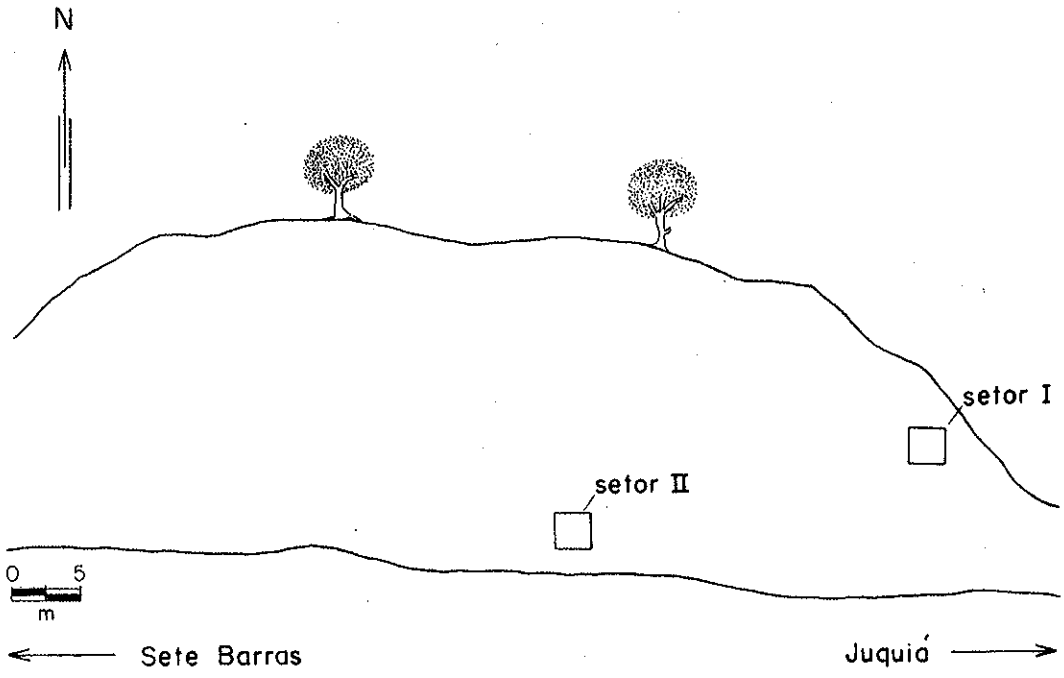
A superfície de contato entre estas duas unidades foi denominada S_{CO} e S_{C1}, tendo como atitude N88^{o}E/54°SE. Neste plano observou-se o desenvolvimento de uma lineação marcante decorrente da intersecção da superfície S_{CO} e SC_1 e de uma clivagem de fratura a qual foi denominada S_{C3}.

No setor 2 do afloramento encontrou-se o desenvolvimento de pequenas dobras do tipo "*chevron*".

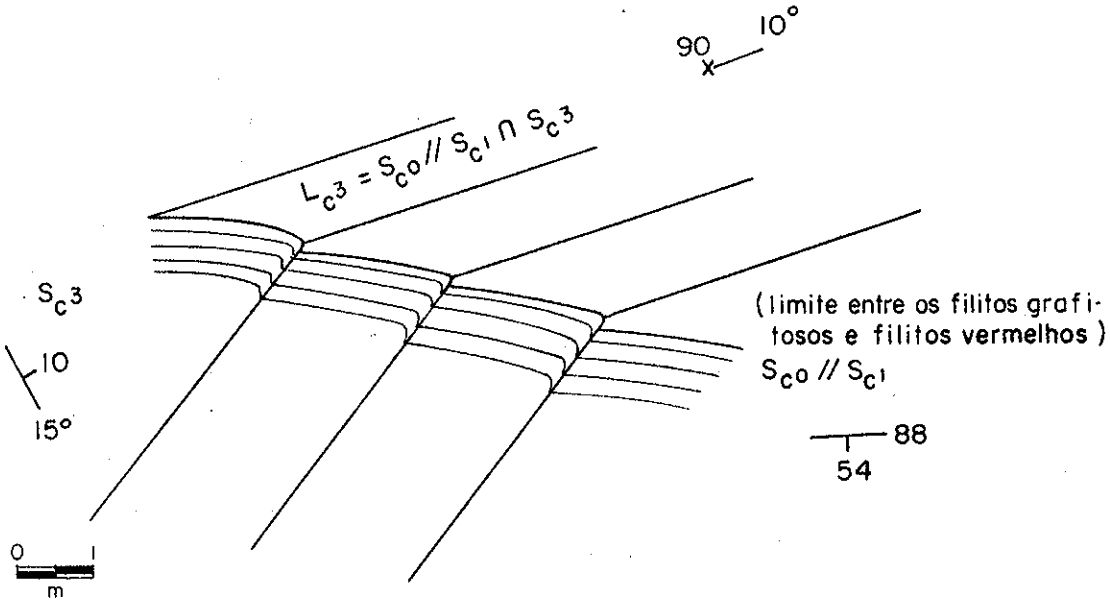
Estas pequenas dobras devem estar relacionadas a segunda fase de deformação, como foi observado e descrito para outros afloramentos.

Neste local teve-se dificuldade para relacionar esses dois setores descritos.

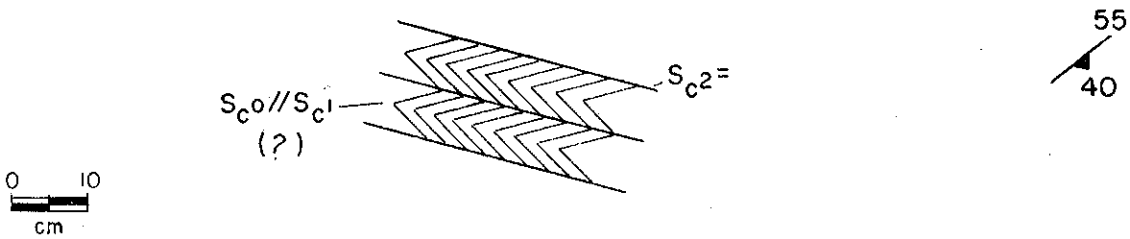
Cabe frisar que a intenção do autor é a de mostrar a complexidade geométrica destes filitos grafitosos e que é possível a identificação de três fases de deformações distintas; sendo que às vezes tem-se dificuldade em interrelacioná-las em um mesmo afloramento.



VISTA GERAL DO AFLORAMENTO



DETALHE DO SETOR I



DETALHE DO SETOR II

A Figura 18 mostra a projeção onde se vê as intersecções entre os planos $S_{CO}-S_{C1}/S_{C3} = L_{C1-3}$ e $S_{C2}/S_{C3} = L_{C2-3}$ além de mostrar as medidas das respectivas lineações obtidas no campo.

Este diagrma vem sustentar o que foi escrito em parágrafos anteriores, quando se referiu ao diagrama da Figura 14 relacionando os eixos de dobras da segunda geração as lineações L_{C2}.

É importante salientar que foi apenas nas faixas ectiníticas contidas dentro do Bloco Central que se observou o desenvolvimento desta clivagem de fratura vinculada a uma terceira fase de deformação.

Para finalizar pode-se fazer uma síntese sobre as estruturas do Bloco Central.

1) Fase isoclinal F_{C1}, sobre a qual não se encontrou nenhuma evidência sobre o terreno.

2) Fase de dobras em "*chevron*" ou do tipo "*flexural-slip*" que redobra $S_{C1}=S_{CO}$ e desenvolve uma xistosidade S_{C2} marcante.

3) Os eventos relacionados a uma terceira fase de deformação foram observados de diferentes maneiras:

3a) através de deslizamentos "normais" ao longo de $S_{C1} = S_{CO}$, levando ao dobramento de S_{C2}.

3b) Fraturas sinistrais grosseiramente perpendiculares aos eixos das dobras S_{C2}.

3c) Dobramento suave que bascula os eixos da fase 2.

Pode-se constatar que se torna complicado falar em uma terceira fase de deformação, pois há diferentes manifestações desta fase, sendo difícil fazer uma cronologia em relação a elas.

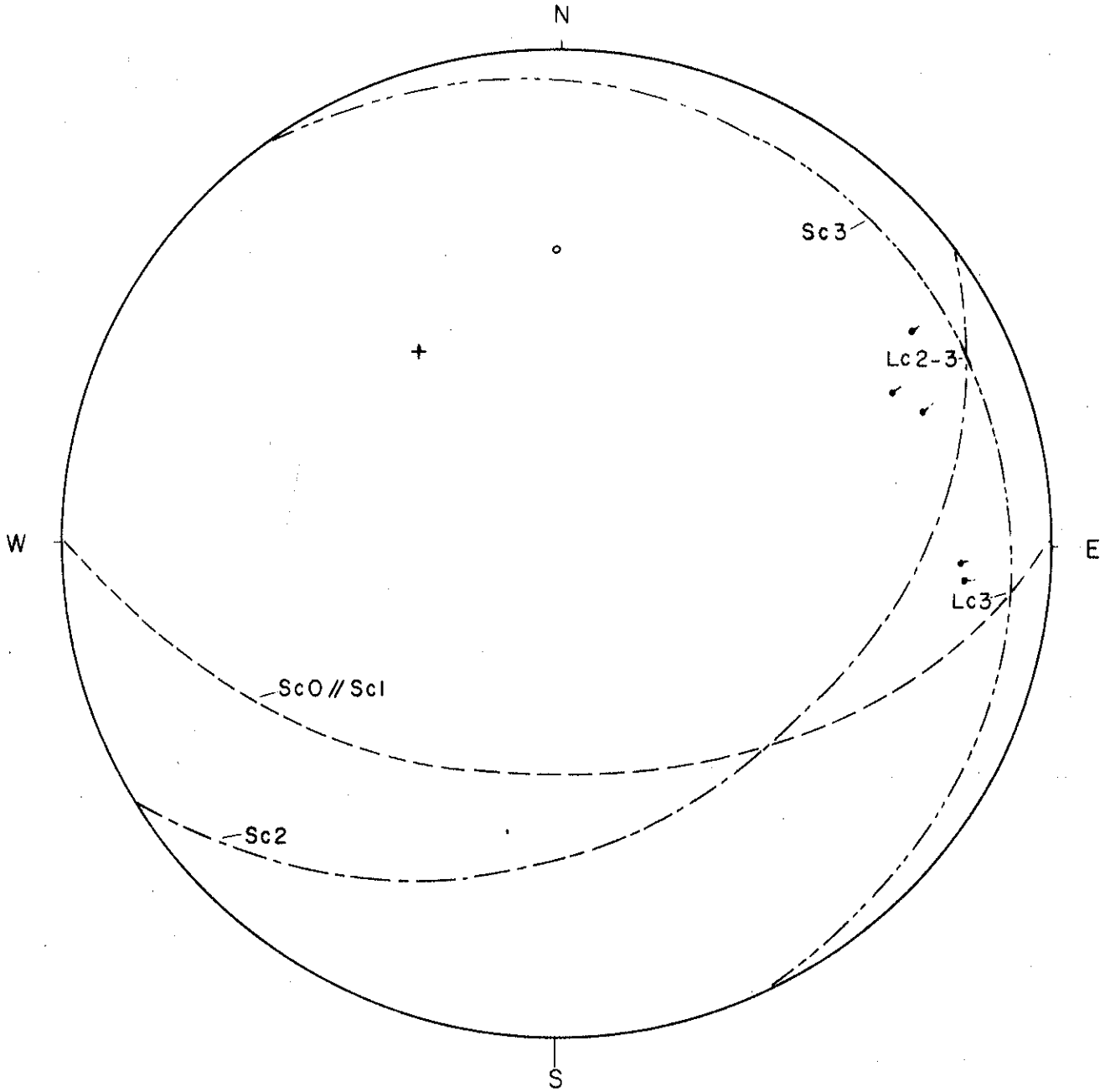


Fig. 18 - DIAGRAMA REFERENTE AS MEDIDAS PLANARES E LINEARES EFETUADAS NO AFLORAMENTO II
SECÇÃO A-B

6.4.3 - Estruturas Disruptivas

De acordo com os modelos propostos por RIEDEL (1929), MOODY & HILL (1956), WILCOX *et al.* (1973) e outros, às grandes zonas de transcorrência estão associadas a formação de dois conjuntos de fraturas que interceptou a zona de transcorrência com diferentes ângulos, como mostrado na Figura 19.

A Figura 19 mostra nitidamente a geometria destes dois sistemas de fraturas, as juntas $D-D^1$, que fazem um ângulo ao redor de 75° com a zona principal de transcorrência, enquanto que as fraturas $C-C^1$ fazem um ângulo de 15° com a zona de cisalhamento maior.

Utilizando-se destes modelos já discutidos sobejamente nas referências citadas, analisou-se os sistemas de fraturas encontrados nas proximidades das zonas de transcorrência Itariri e Cubatão.

No Domínio E obteve-se o estereograma de fraturas que estão localizadas nas proximidades da zona de cataclase Cubatão (Figura 20). Este estereograma mostra um sistema de fraturas praticamente norte-sul ou $N10^oE$ sub-vertical que faz um ângulo de 75°-80° com a foliação cataclástica de atitude $N85^oE$ 50^oNW.

A Figura 21 mostra um diagrama de 70 polos de juntas medidas em um afloramento de típicos milonitos pertencente ao falhamento de Itariri (Domínio F). O sistema predominante tem atitude $N20^oW$ vertical, que faz um ângulo de quase 90° com a foliação cataclástica.

Referiu-se em parágrafos anteriores sobre a existência de fraturas com direções $N10^oE$, $N20^oW$, $N06^oE$, etc., que deslocam a foliação regional segundo falhas sinistrais.

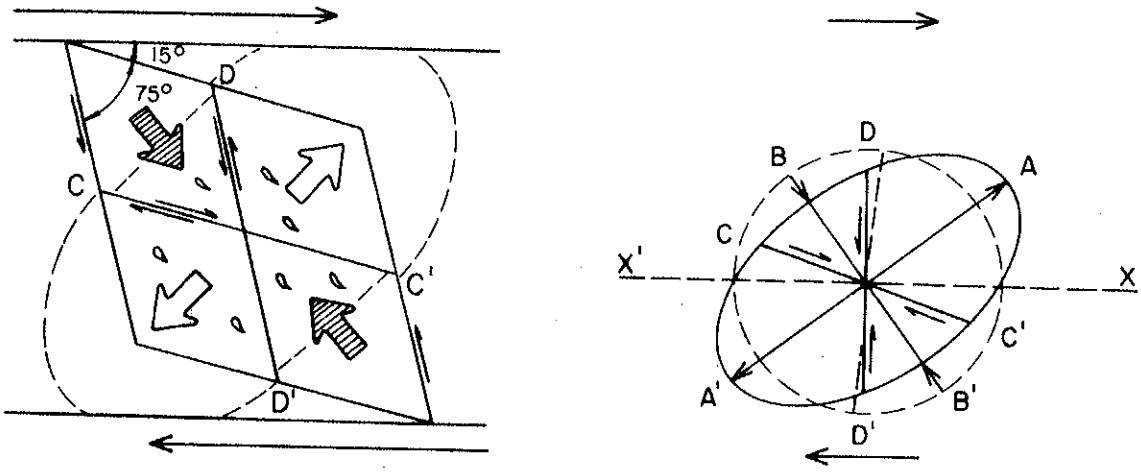


Fig. 19 - SISTEMAS DE JUNTAS ASSOCIADAS ÀS GRANDES TRANSCORRÊNCIAS

Associar estes sistemas de juntas N-S, N10°E, N20°W, etc., aos sistemas D-D° da Figura 19 isto é, designá-las como fraturas sinistrais associadas a zona de transcorrência, faria com que este modelo se encaixasse perfeitamente para um sistema de transcorrência dextral, como de fato pode ser observado na zona de cataclase Cubatão ao se observar planos de falhas estriados.

Examinou-se minuciosamente vários afloramentos ao longo da Rodovia BR-116, no trecho entre Pedro Barros-Miracatu, onde se constatou que inúmeros planos de falhas fornecem

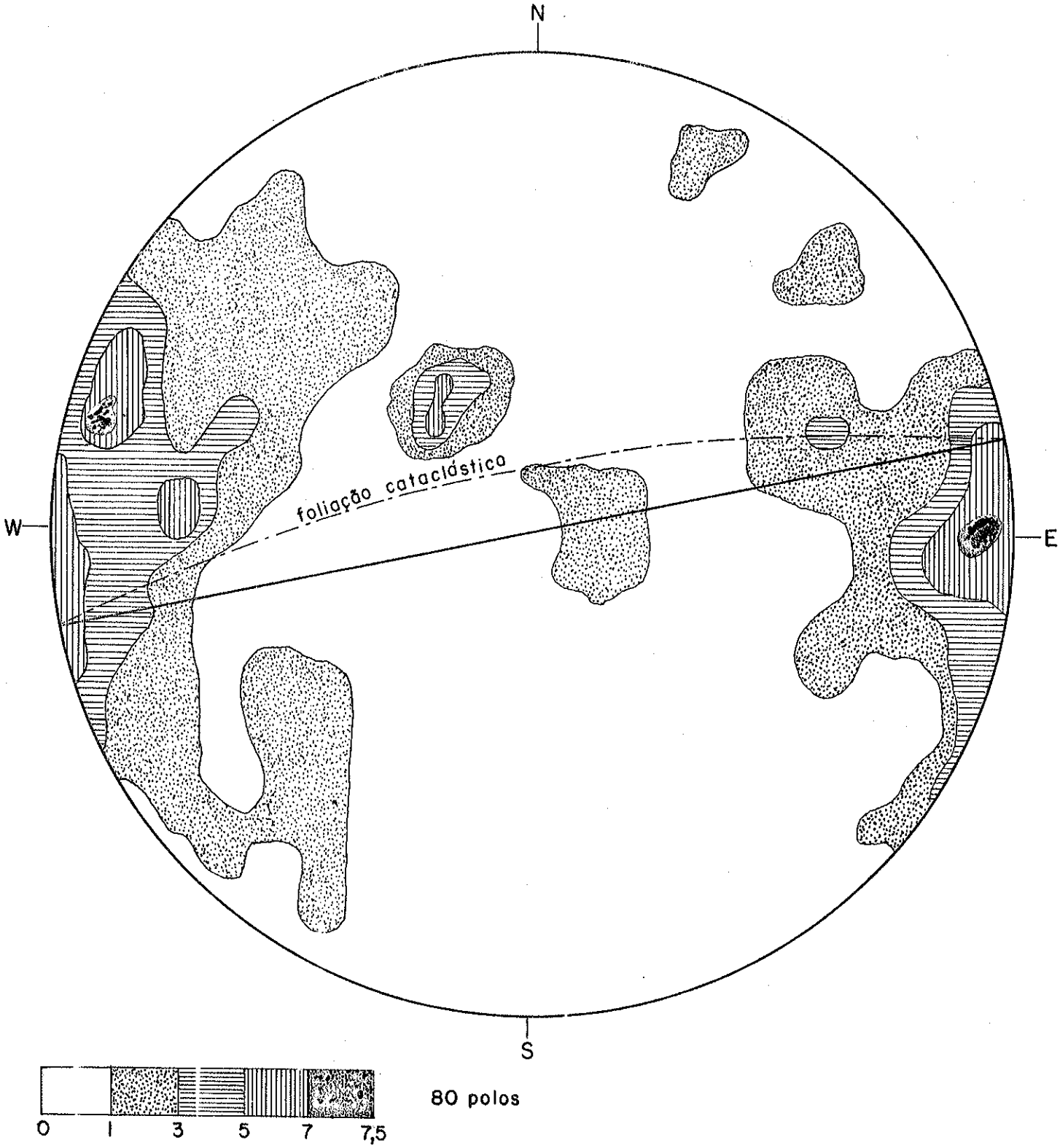


Fig. 20- SISTEMAS DE FRATURAS
Domínio - E

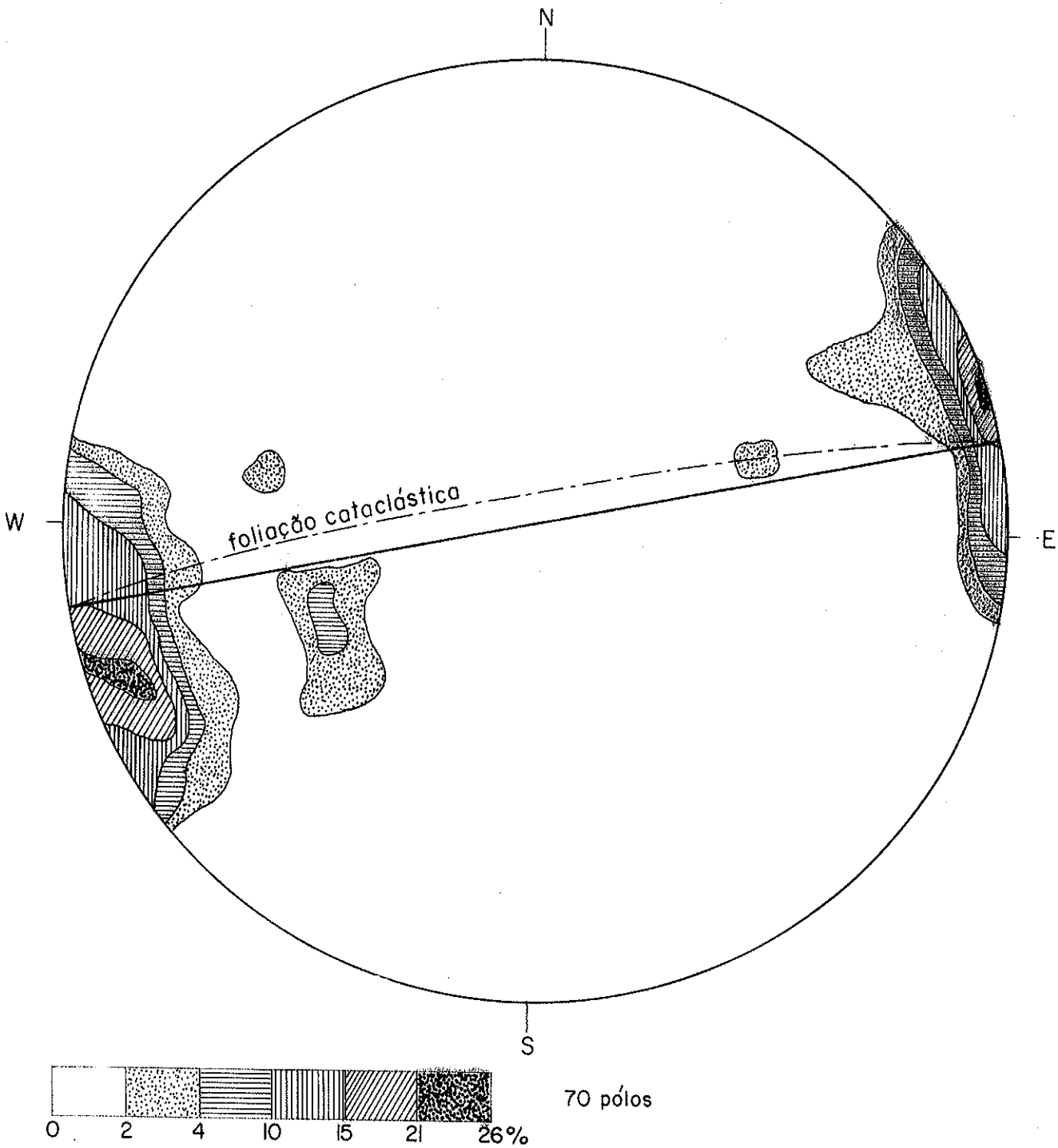


Fig. 21- DIAGRAMA DE SISTEMAS DE JUNTAS
Dominio - F

Um caráter sinistral para o falhamento de Itariri, entretanto, o sistema de juntas mostrado na Figura 21 que foi obtido ao longo desta falha no Domínio F, não se adapta ao esquema proposto por WILCOX *et al. (op. cit.)*. As considerações a respeito desta observação serão feitas posteriormente.

Um outro diagrama de fraturas é mostrado na Figura 22, este foi obtido próximo a Miracatu no Domínio D. Do mesmo modo que no diagrama da Figura 21, tem-se um sistema N10°W vertical predominante que faz um ângulo de 85° com a foliação cataclástica.

De acordo com WILCOX *et al. (op. cit.)*, as fraturas D-D^1 da Figura 19 interceptam a foliação cataclástica com ângulos ao redor de 70° e 90°. Estas fraturas tanto podem ser juntas como podem se tornar pequenas falhas, ou ambas, dependendo da magnitude da transcorrência.

No diagrama da Figura 22 observa-se ainda um conjunto de fraturas com atitude N80°-90° vertical que faz um ângulo de aproximadamente 15° com a foliação cataclástica, este tratar-se-ia do conjunto C-C^1 da Figura 19.

O estudo do fraturamento associado a zona de transcorrência não se prendeu apenas a área específica do nosso mapa.

A Figura 23 mostra o diagrama de 123 polos de juntas tomadas na Ferrovia Mayrink-Santos nas imediações do Tunel 15.

Considera-se este diagrama bem representativo pois essas medidas foram feitas dentro da faixa rúptil do Cubatão. Tem-se dois sistemas predominantes, um de direção N60°W e outro de direção N10°E, ambos verticais. Observou-se que o conjunto de direção N60°W tratava-se de juntas de cisalhamento com movimento dextral. Associando-se a estes sistemas a foliação cataclástica, tem-se o esquema da Figura 24.

Pode-se verificar através da Figura 24 que os sistemas de juntas conjugados e a foliação cataclástica mos.

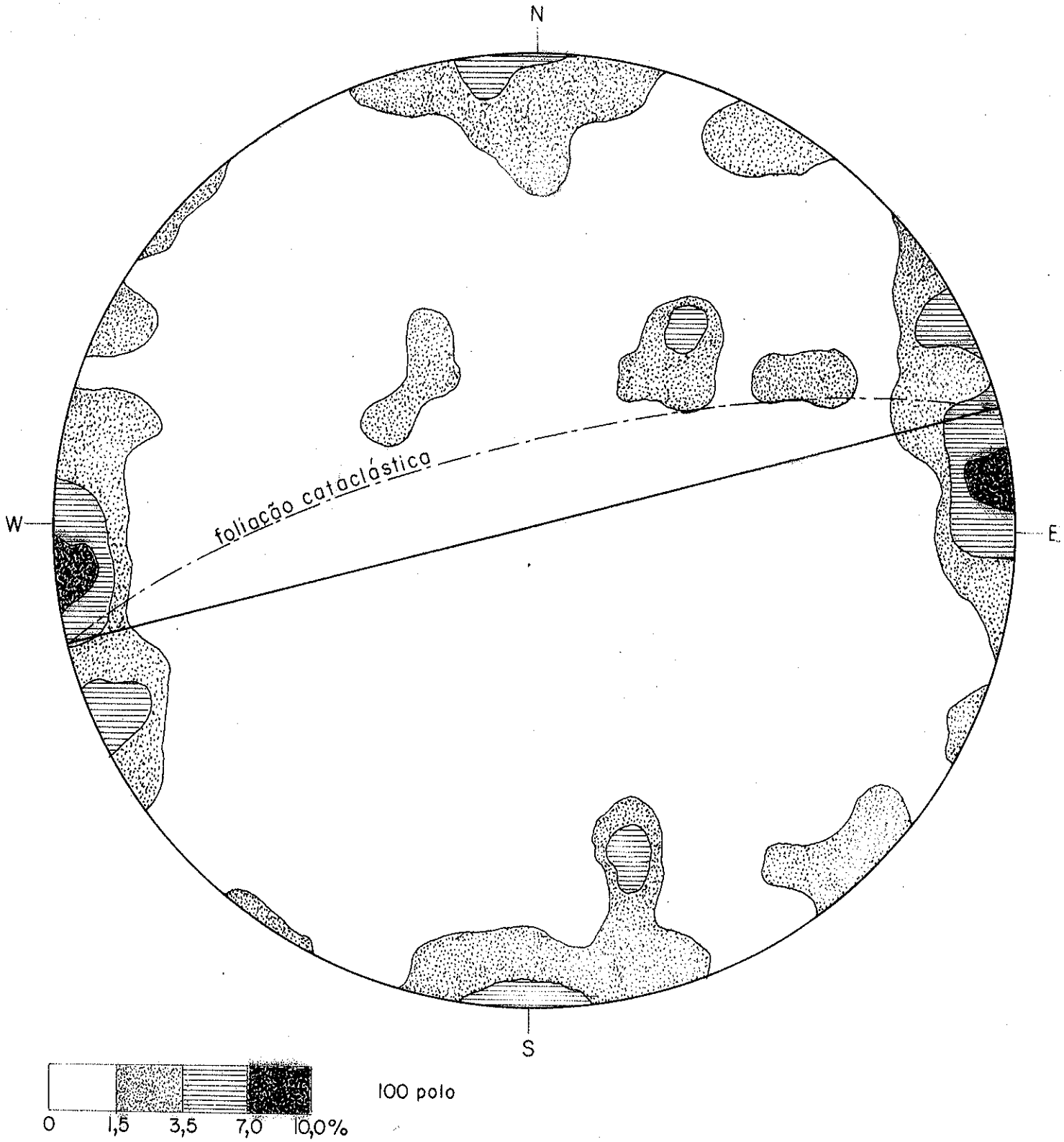


Fig. 22 - DIAGRAMA DE SISTEMAS DE JUNTAS
Domínio -D

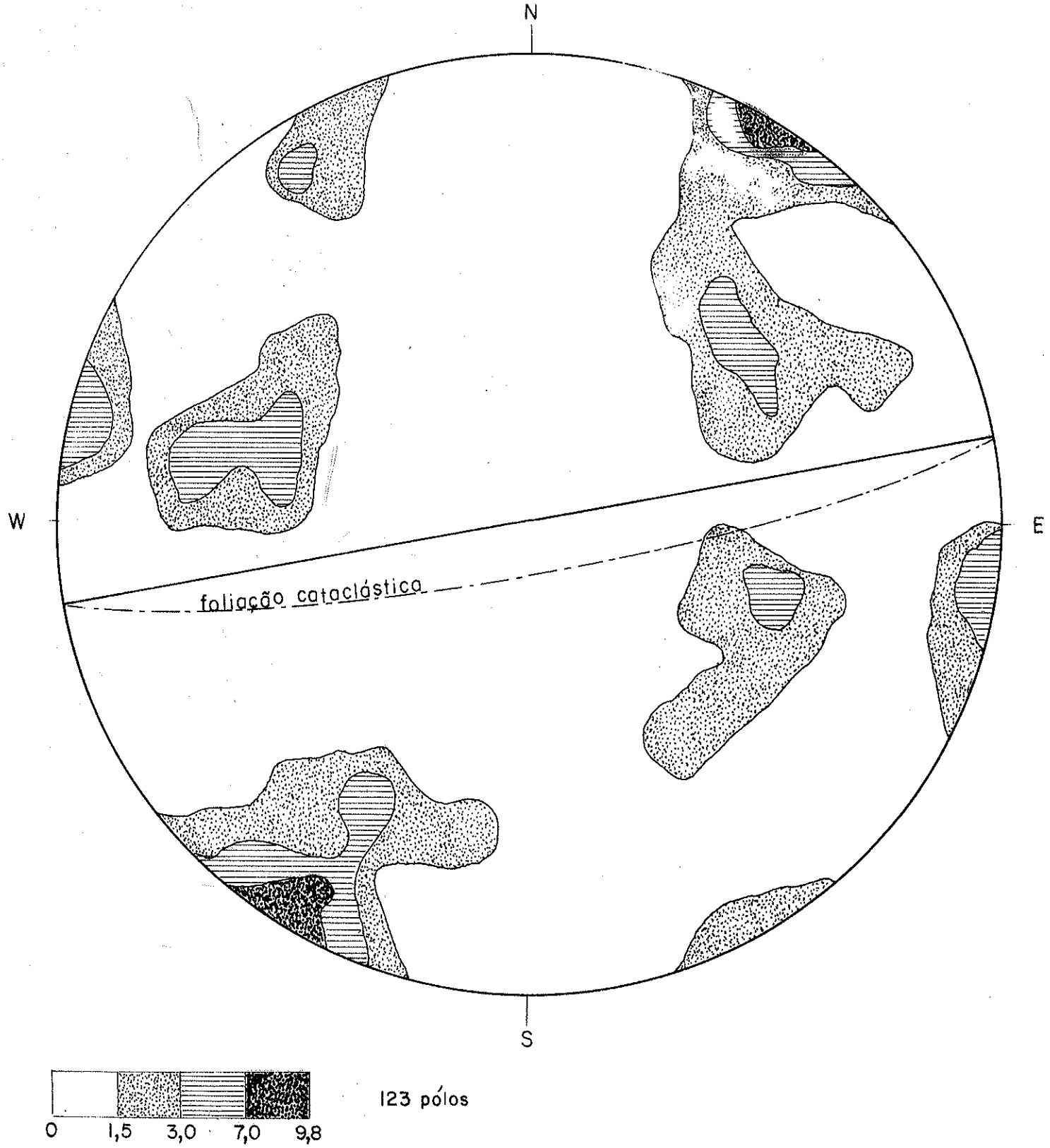


Fig. 23- DIAGRAMA DE FRATURAS
FERROVIA MAYRINK-SANTOS - Tunel 15

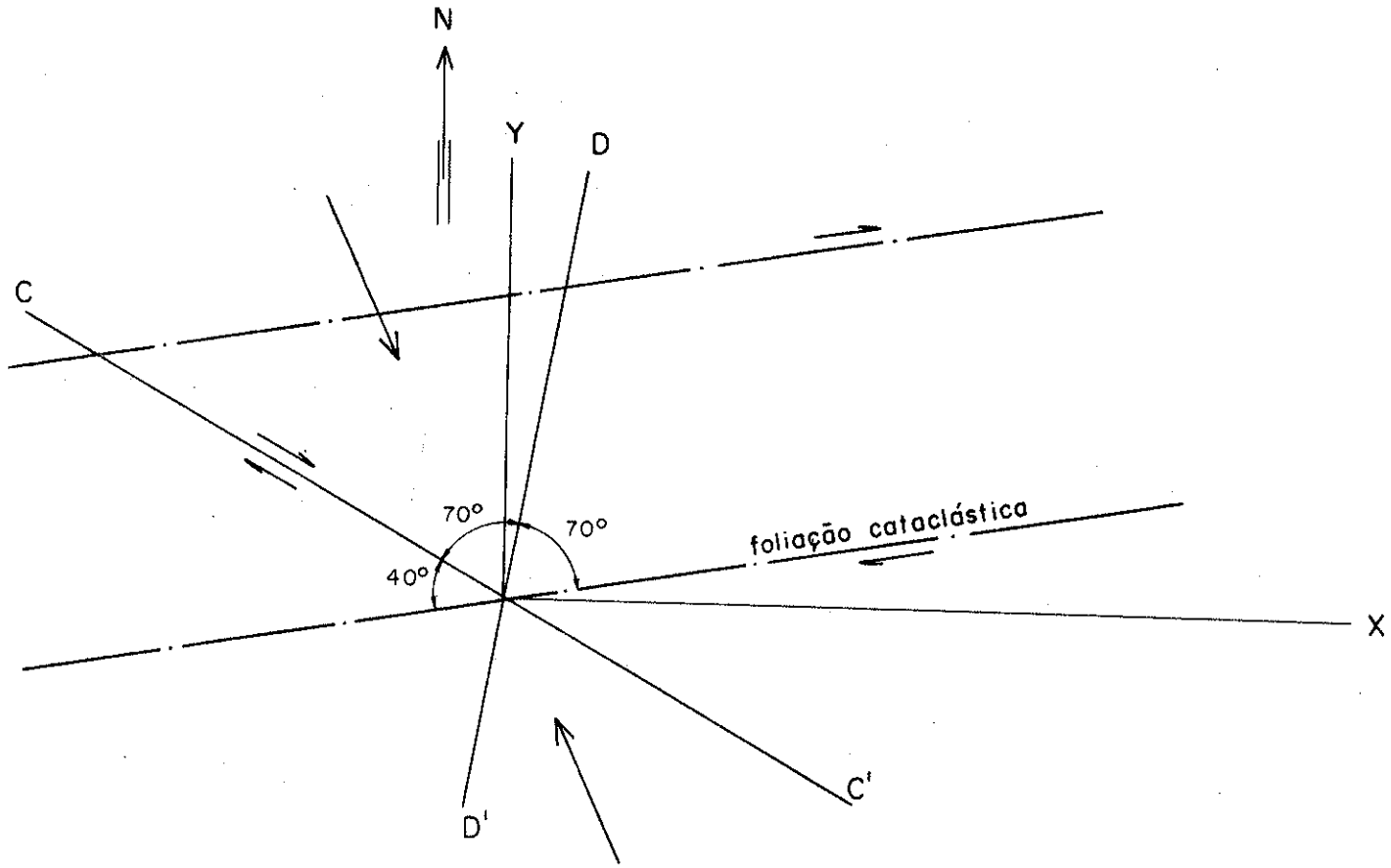


Fig.24 -ESQUEMA MOSTRANDO AS RELAÇÕES ENTRE OS SISTEMAS DE JUNTAS E A FOLIAÇÃO CATACLÁSTICA - REFERENTE A Fig. 23.

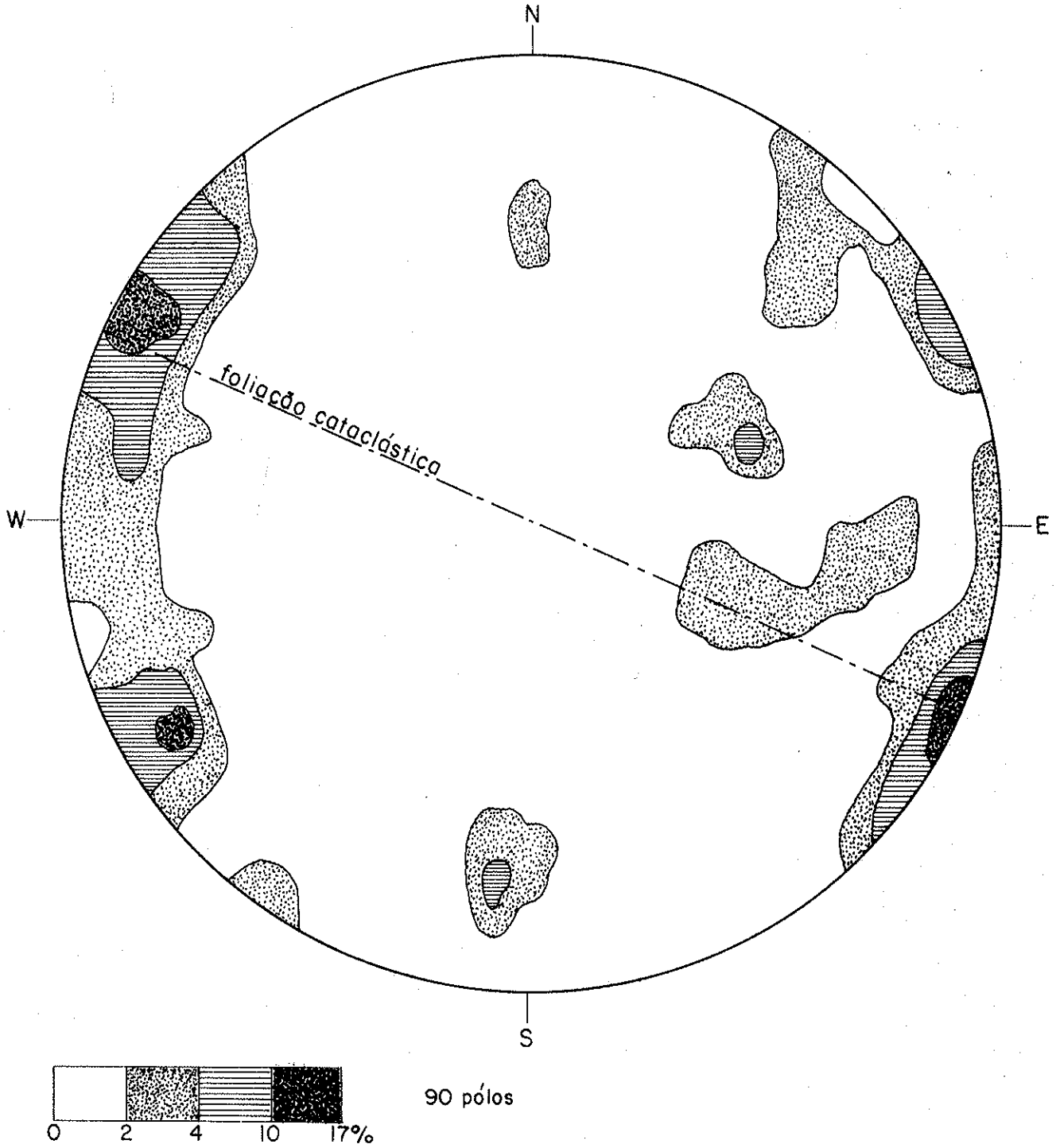


Fig. 25 - DIAGRAMA DE FRATURAS
Domínio - G

tram que a falha do Cubatão possui todos os indícios de movimentação dextral.

Construiu-se um diagrama de juntas para o falhamento de Itariri, na porção onde este possui atitude N65°W sub-vertical (Domínio G).

A Figura 25 mostra a projeção polar de 90 destas fraturas. A partir do diagrama pode-se distinguir dois conjuntos de juntas de atitudes N30°E vertical e N30°W vertical, com uma foliação cataclástica que possui N65°W como direção predominante.

O esquema da Figura 26 indica um deslocamento dextral para a faixa cataclástica de Itariri, entretanto o que se observa nos afloramentos é que os planos de falhas apresentam indícios de deslocamento sinistral, da mesma maneira como ocorre na porção onde a falha possui atitude N70°-75°E, próximo a Miracatu e Pedro Barros.

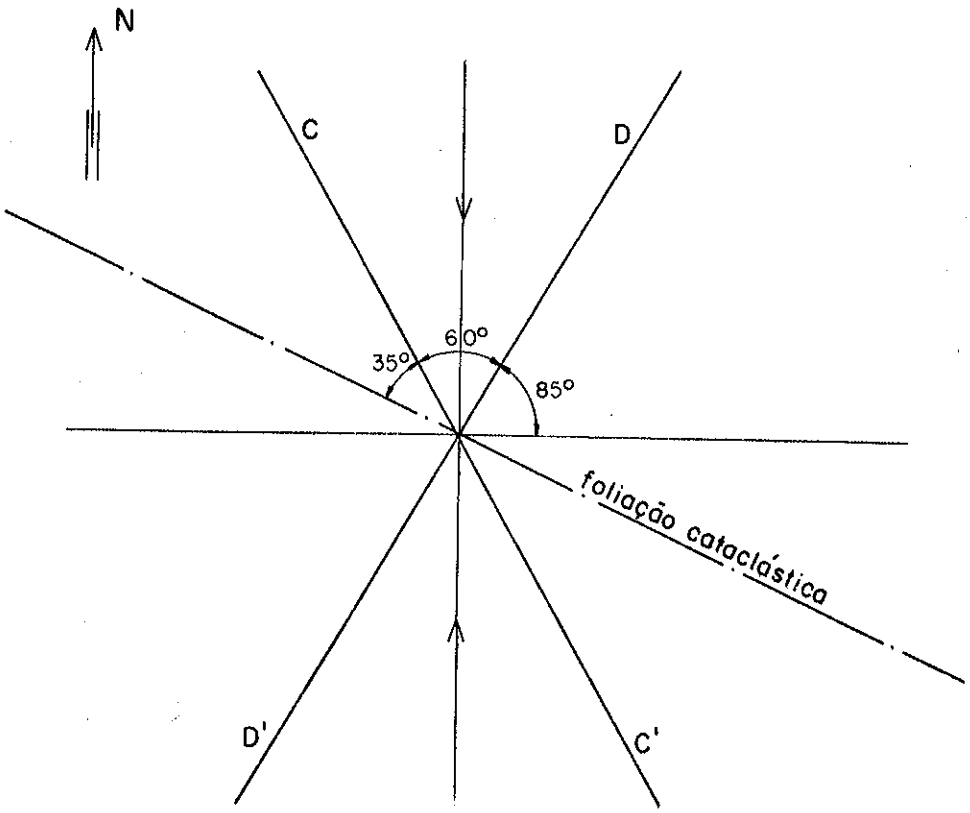


Fig. 26 - ESQUEMA DE JUNTAS - CATACLASE REFERENTE A FIGURA 25

A respeito dos diagramas de fraturas apresentados faz-se necessário algumas considerações.

Em determinados estereogramas, como os das Figuras 20 e 21, tem-se apenas um sistema de junta predominante, onde não se encontra o seu conjugado, sendo assim, torna-se temeroso afirmar categoricamente se estes conjuntos de fraturas são devidos a época da formação da zona de transcorrência, pois eles podem estar relacionados a uma determinada fase de dobramento regional.

Alguns diagramas e esquemas apresentados parecem estar de acordo com os esquemas propostos por WILCOX *et al.* *(op.cit.)*, para uma zona de transcorrência dextral, que teria se originado devido a esforços NNW. Com relação ao falhamento de Itariri, continua-se partidário de que seja uma falha sinistral, apesar dos seus sistemas de juntas "*associados*" indicarem o contrário.

Referiu-se que ao longo da falha de Itariri, encontra-se planos paralelos à foliação cataclástica que indicam um deslocamento sinistral.

Em vista do observado, faz-se as seguintes ponderações:

A falha de Itariri seria uma falha mais antiga que a orogênese Brasiliana, pois ao longo da Rodovia Pedro Barros--Peruibe a maior parte das rochas com orientação N70°-75°W/ /70°-80°NE exibem feições de milonitos recristalizados (blastomilonitos).

Trata-se na maior parte das vezes de gnaisses blastomiloníticos, em sua maior parte de composição adamelítica e às vezes tem-se brecha migmatítica cortada por diques de aplitos e lamprófiros.

Estes fatos indicariam que esta zona de cataclase sofreu os efeitos da orogênese Brasiliana e dos seus esforços, portanto, é possível que estes sistemas de juntas a ela associado seja posterior a sua formação, isto é, pertença a

uma orogênese mais recente que a sua formação, que talvez seja pré-Brasiliana.

MOODY & HILL (1956) examinaram detidamente o sistema de falhamentos da costa oeste norte-americana e elaboraram um esquema geométrico de distribuição de falhamentos de várias ordens, que poderiam ser explicados por um esforço principal N-S (Figura 27). A inferência destes autores quanto à universalidade de esforços N-S mostrou-se inconsistente.

No presente caso, o esquema não pode ser perfeitamente aplicado, pois as falhas conhecidas não apresentam concordância com as previstas (Figura 28).

O esquema que melhor se aplica para explicar a geometria destes falhamentos é o esquema de RIEDEL (1929) já discutido nos parágrafos anteriores.

6.4.4 - Método de Determinação Gráfica das Direções de Encurtamentos, Alongamento e Intermediária através de uma População de Fraturas de Cisalhamento

6.4.4.1 - Considerações e Descrição sobre o Método Utilizado

Neste trabalho usou-se o termo microtectônica para designar o estudo das estruturas tectônicas de pequenas dimensões, visíveis a olho nu, àquelas cujas dimensões estão compreendidas entre uma fração de milímetro até a escala de metros.

Neste estudo a análise das microestruturas seria o complemento das análises das estruturas em escalas maiores.

A tarefa principal foi, portanto, encontrar as relações que existem entre as grandes e pequenas estruturas originadas dentro de uma mesma fase de deformação. De uma maneira geral sabe-se que quando o estilo da megaestrutura mu

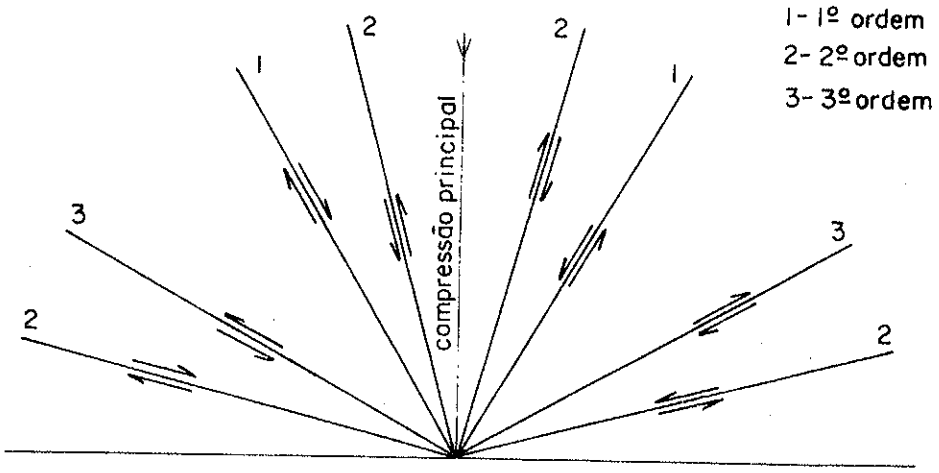


Fig. 27 - ESQUEMA DE MOODY E HILL (C.F BADGLAY 1965).

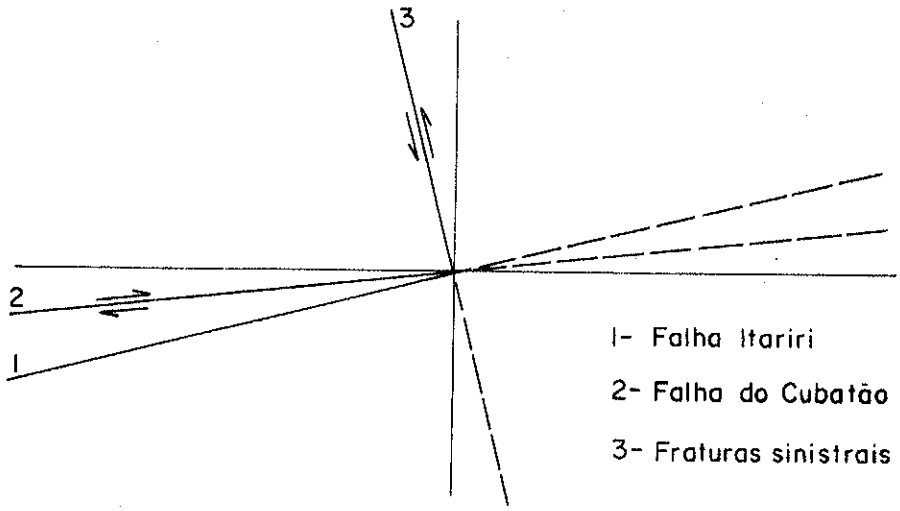


Fig. 28 - MOVIMENTOS RELATIVOS DOS FALHAMENTOS DA ÁREA.

da, aqueles da microestrutura mudam igualmente, como resultado, tem-se que um dado tipo de megaestrutura é sempre acompanhado de certos tipos de microestruturas que definem, ao mesmo tempo que as grandes, o estilo estrutural de uma determinada área.

A análise das microestruturas vinculadas a uma tectônica friável tem por objetivo pesquisar as relações que existem entre elas e o campo de deformação.

O método utilizado é o elaborado por ARTHAUD (1969) para o estudo cinemático de uma população de falhas. Neste método analisa-se as relações espaciais dos planos de falhas cogenéticas e as respectivas estrias de atrito, a partir destes chega-se aos planos de movimento que por sua vez permitirá definir os eixos cinemáticos X, Y e Z.

Para um melhor esclarecimento a respeito deste método, pode-se dizer que ele está fundamentado em dois princípios:

A geometria da rocha após a deformação depende apenas da orientação e da direção do movimento das falhas no momento da fase tectônica considerada. Estas falhas nada mais são que fraturas pré-existentes de orientação aleatória.

As estrias correspondem a projeção sobre cada falha, de uma direção principal da deformação.

Uma vez de posse destes dois princípios a determinação das direções principais de deformação se torna fácil, utilizando-se de construções geométricas simples.

Supõe-se que o volume estudado esteja afetado por falhas dispostas ao acaso, porém, todas formadas durante a mesma fase de deformação.

A cada uma destas falhas está associado um plano que lhe é perpendicular e que contém a direção das estrias (Figura 29).

Estes planos são denominados planos de movimento. A intersecção de vários planos de movimento assim definidos, permite determinar a direção de movimento. Na prática lança-se os polos dos planos de movimento (πG_N) sobre um diagrama estereográfico. Estes polos estão contidos num plano OP (Figura 29) isto significa que eles estão situados sobre um círculo máximo do diagrama estereográfico. Verifica-se que o polo desse plano corresponde a direção do movimento procurada.

6.4.4.2 - Resultados Obtidos

Antes de se relatar sobre os resultados obtidos, deve-se comunicar que apesar da quantidade dos dados trabalhados não serem muitos (110 polos), conseguiu-se ao que tudo indica, um resultado interessante.

A dificuldade vinculada ao método se baseia na definição das fraturas que sejam cogenéticas, isto é, fraturas decorrentes de um mesmo evento deformacional, uma vez que não é possível se ter certeza quanto a cogeneticidade das fraturas no campo.

A Figura 30 mostra um diagrama,pertencente aos Domínios B, C, D e E (Mapa 2), onde se tem os polos de 110 planos de pequenas falhas.

O diagrama da Figura 31 refere-se à projeção polar de 110 atitudes de estrias contidas nos planos de falhas referente à Figura 30. E, finalmente, na Figura 32 tem-se os polos dos denominados planos de movimento que são perpendiculares aos planos de falhas e que também contêm as estrias e são dominantemente sub-horizontais.

Estes planos de movimento estão dispersos em guirlanda de direção aproximadamente Norte-Sul sub-vertical, e menos visível há guirlanda de atitude E-W também sub-vertical. Desta maneira foi possível a obtenção do diagrama da Figura 33 onde se observa as direções X, Z e Y, predomi

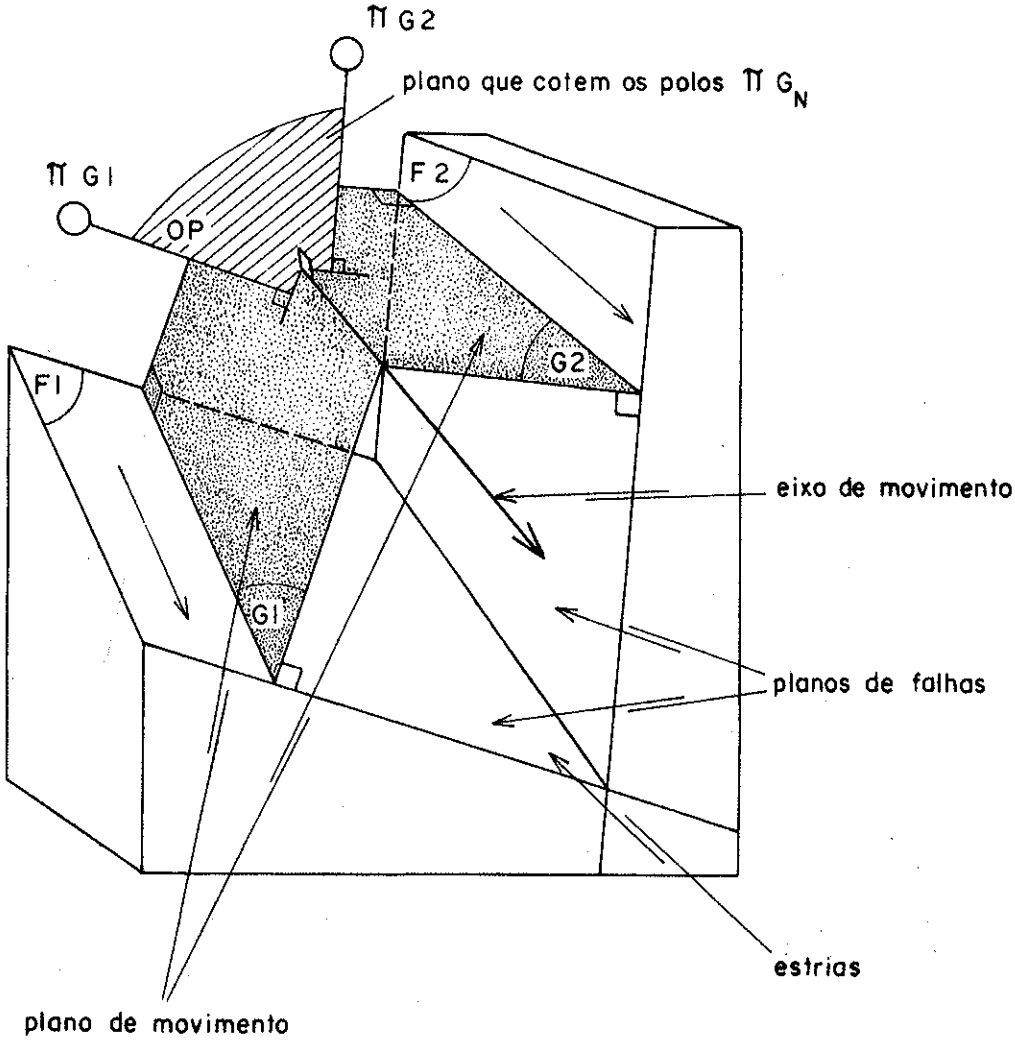


Fig. 29 - Os planos de movimento (G) são ortogonais aos planos de falhas (F) e contêm a direção da estria. A intersecção dos planos de movimento correspondem a um eixo de movimento (direção principal de deformação). Os polos dos planos de movimento (πG) estão contidos num plano (OP) cujo polo é o eixo do movimento.

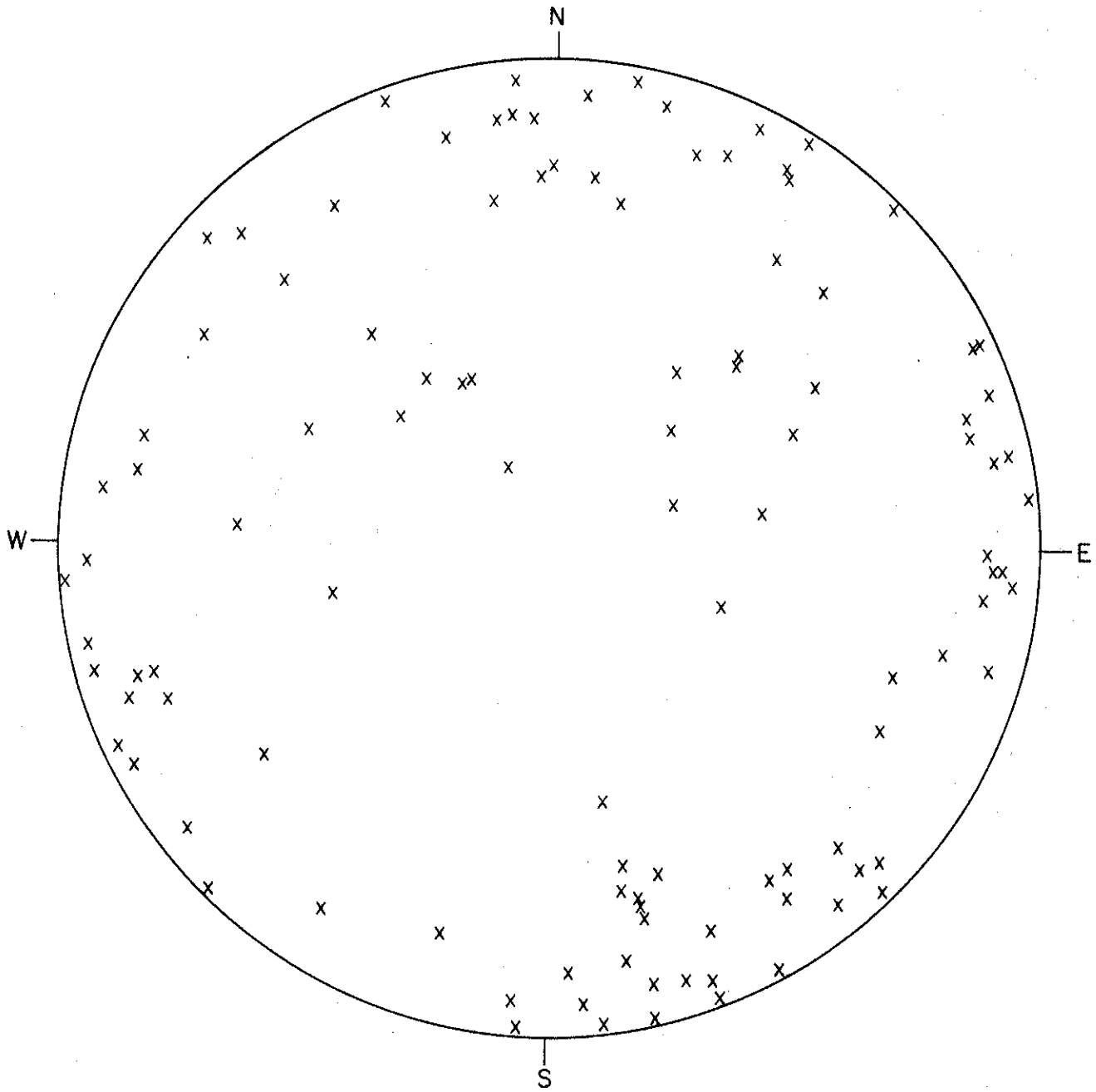


Fig. 30-DIAGRAMA DE 110 PÓLOS DE FRATURAS DE CISALHAMENTO
DOMÍNIOS B, C, D e E

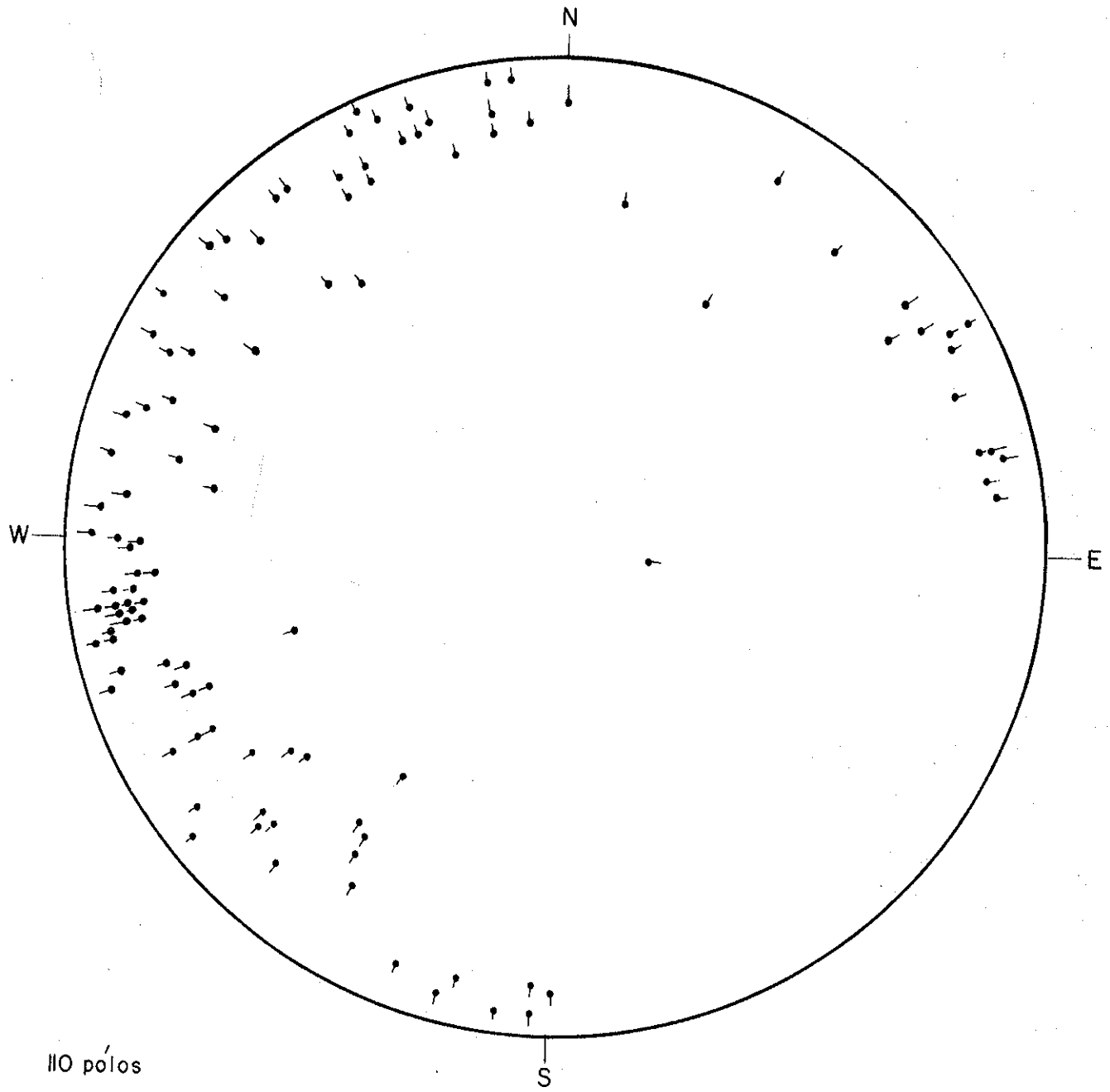
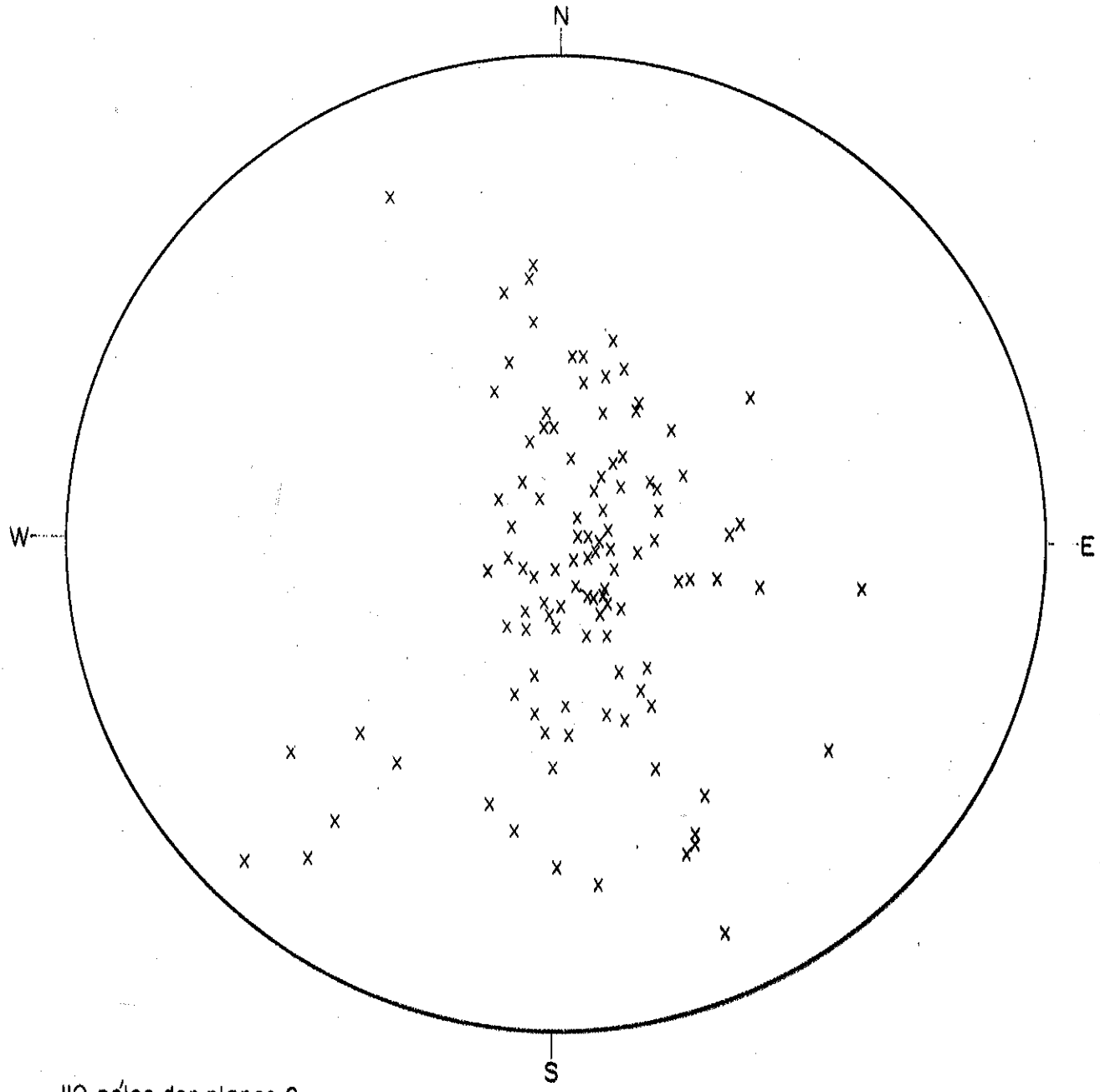


Fig. 31 - DIAGRAMA DE 110 PÓLOS DE ESTRIAS CONTIDAS NOS PLANOS DE FRATURAS DA Fig. 28



110 pólos dos planos G

Fig. 32 - DIAGRAMA DE 110 PÓLOS DOS PLANOS DE MOVIMENTO

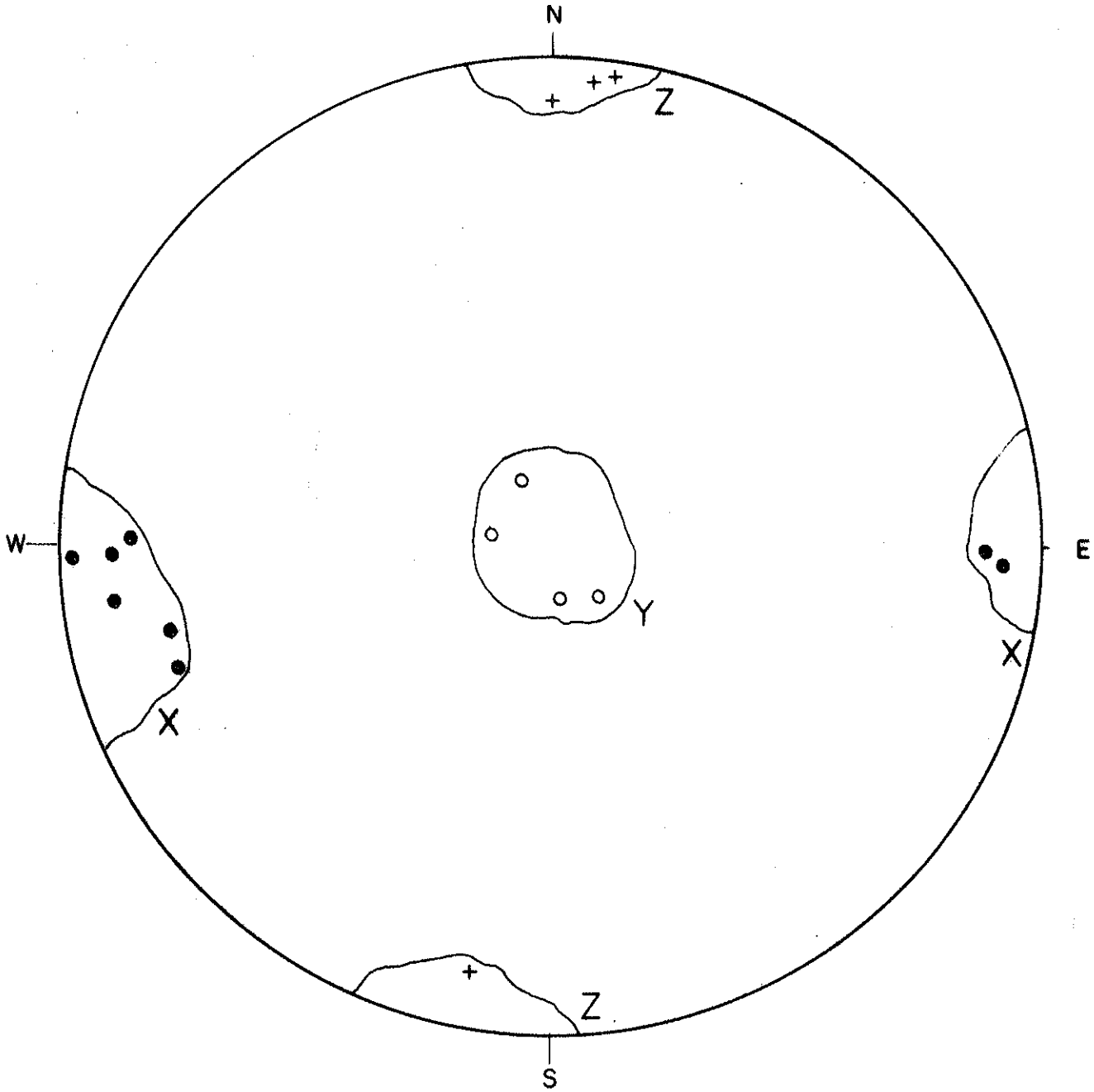


Fig. 33- DIAGRAMA MOSTRANDO AS DIREÇÕES X, Y e Z PARA A POPULAÇÃO DE FALHAS DOS DOMÍNIOS B, C, D e E

nantes.

A direção de maior elongação X é praticamente E-W sub-horizontal, enquanto Z, a direção de máximo encurtamento tem atitude quase N-S sub-horizontal e Y, o eixo médio, é quase vertical.

Estes dados são interessantes, pois estes eixos cinemáticos são coincidentes com os eixos geométricos da segunda fase de dobramento, sendo esta uma das razões para se pensar que estas falhas sejam todas cogenéticas, além de mostrar a importância da segunda fase de deformação na evolução estrutural da região, isto é, no geral observa-se que na segunda fase de deformação predominam os planos axiais de atitude EW/vertical indicando um eixo C geométrico mais ou menos paralelo a direção de encurtamento máximo Z, do mesmo modo os eixos geométricos B são coincidentes com as direções de alongamento máximo X e portanto, o eixo A aproximadamente coincidente com a direção de Y.

6.4.5 - Faixas Ectiníticas do Bloco Central - Modelo Explicativo

Referiu-se nos capítulos precedentes que vários autores têm desenvolvido pesquisas referentes ao Pré-Cambriano no Sudeste do Estado de São Paulo, sendo que alguns em particular, abordaram, de maneira genérica, o problema relativo às grandes falhas transcorrentes desta região.

Um dos grandes problemas referentes ao assunto,diz respeito às faixas ectiníticas existentes nas zonas principais de cataclase e transcorrência.

COUTINHO (1971) chama atenção para o fato da faixa de filitos, que ocupa exatamente a zona de cisalhamento mais intenso da falha do Cubatão, ter origem obscura; este autor estranha a ocorrência nesta mesma faixa de camadas e lentes de rochas características do Grupo São Roque, tais como quartzitos, anfibolitos e calcários.

COUTINHO (*op. cit.*) refere-se a passagens bruscas de gnaisses miloníticos para xistos miloníticos e filitos, na região de Pedro Barros, SP. Este mesmo autor afirma que os valores no componente vertical, ao longo da falha principal e em vários outros planos paralelos, são significativos.

SADOWSKI (1974) diz ocorrer três faixas ectiníticas na região da Serra do Cubatão, as quais estão situadas em núcleos de sinclinórios; seriam estes o sinclinório do Cipó, constituído essencialmente por metapelíticas, na encosta da Serra do Cubatão tem-se uma faixa de rochas calcossilicáticas, e uma terceira faixa, mais representativa, constituída por metapelíticas, metapsamíticas, mármores e anfibolitos que ocorre nos vales dos rios Mogi, Cubatão e Branco.

BRAUN (1975) fez uma síntese regional das grandes faixas de ruptura existentes na borda sudeste da América do Sul, desde o Uruguai até o Rio de Janeiro, para este autor, estas estruturas estariam caracterizadas por largas zonas miloníticas desenvolvidas ao longo de superfícies sinuosas onde se tem diferentes tipos de rochas cataclásticas tais como filonitos e blastomilonitos; a partir de então tenta-se explicar essas faixas ectiníticas como sendo verdadeiros filonitos, isto é, um produto final dos movimentos cisalhantes.

Na região de Juquiá e Miracatu as faixas extiníticas do Bloco Central são compostas essencialmente por grafita-quartzo-sericita-xisto, quartzo-moscovita-biotita xisto, sericita-quartzo-xisto e filitos.

Estes metassedimentos, às vezes apresentam evidências de cataclase, outras vezes são perfeitos filitos ou xistos metassedimentares sem cataclase alguma.

Através dos estudos realizados nesta região, e das observações efetuadas ao longo das diferentes secções geológicas transversais à zona de falha, pensou-se no modelo descrito a seguir, para tentar explicar essas grandes falhas e as faixas ectiníticas "*encaixadas*" dentro delas.

A exemplo dos autores acima citados, também foi observado nesta região passagem brusca das faixas ectiníticas para os migmatitos e gnaisses, pode-se constatar contatos por falhas transcorrentes além de falhas normais (vide Secções A-B, C-D, E-F e G-H).

Um dos modelos que melhor se adapta para explicar esta estruturação geométrica foi apresentado em experiência de laboratório por EMMONS (1969).

Este autor fez experiências em laboratórios com material arenoso dispostos em camadas horizontais; mostrou que em um recipiente cheio de areia que esteve submetido a uma translação horizontal, a zona de ruptura apresenta uma pequena largura próximo a base do recipiente e mais para a superfície ocorre um espalhamento das falhas em vários ramos, outro fato observado é que estas superfícies de rupturas se apresentam curvas em secção tanto vertical como horizontal (Figura 34).

De acordo com este esquema, após a formação de uma superfície de ruptura seguem-se outras, resultando um modelo que delimita unidades em três dimensões. Estas unidades, com a movimentação contínua são deslocadas tanto *horizontalmente* como *verticalmente*, sendo que algumas unidades se tornam pequenos "*horsts*", onde as falhas se encontram, outras caem para se formar pequenos "*grabens*" nos lados onde ocorrem a separação.

Em resumo, esta é a idéia que se defende para a formação destas falhas transcorrentes e normais da região estudada.

Este esquema fornece uma hipótese satisfatória para as unidades epizonais encaixadas dentro das rochas mesozonais.

Ao longo dos perfis geológicos (vide Perfil I-J) pode-se constatar a presença de falhas normais com estrias verticais (Foto 8). Estas falhas geralmente apresentam

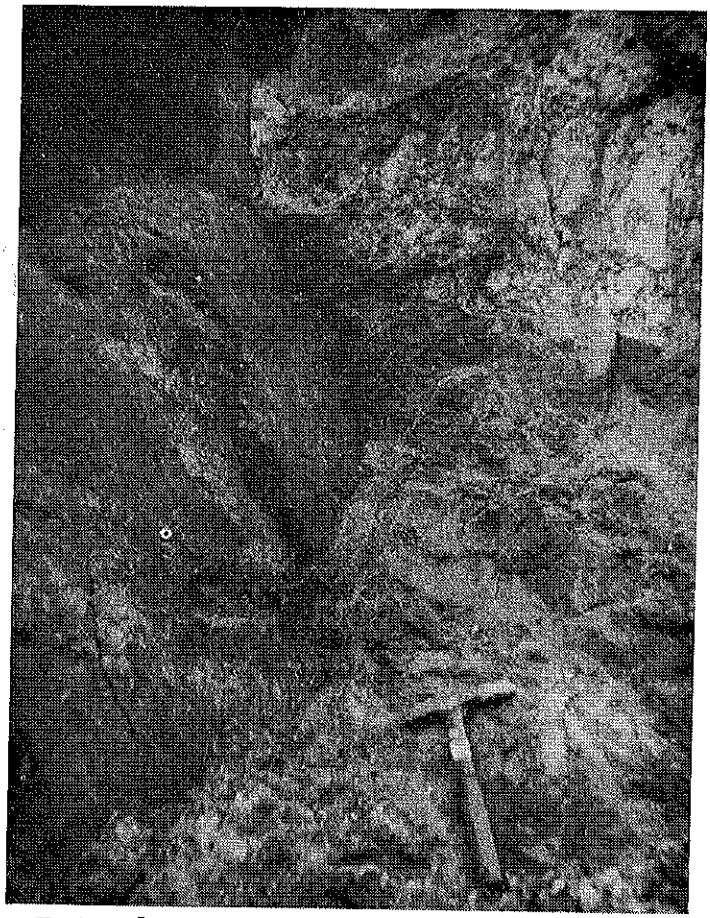


Foto 8 - Falha normal com estrias verticais - Bloco Central.

planos com direções geralmente N45°E com mergulhos para o quadrante sudeste, havendo então a possibilidade da formação destes *"pequenos grabens"*.

Este modelo pode também ser verificado em planta, onde é possível observar as falhas relativamente encurvadas, formando verdadeiras *"lentes"* de material ectinítico.

Concluindo, as faixas ectiníticas que se encontram como que encaixadas em gnaisses e migmatitos seriam resultantes do próprio processo de transcorrência que geram blocos que se abatem e outros que sofrem soerguimento, sendo assim, os blocos que sofrem um abatimento conservariam estes materiais típicos de epizona, que seriam os metassedimentos característicos do Grupo Açungui, enquanto que os gnaisses e migmatitos seriam o embasamento deste re

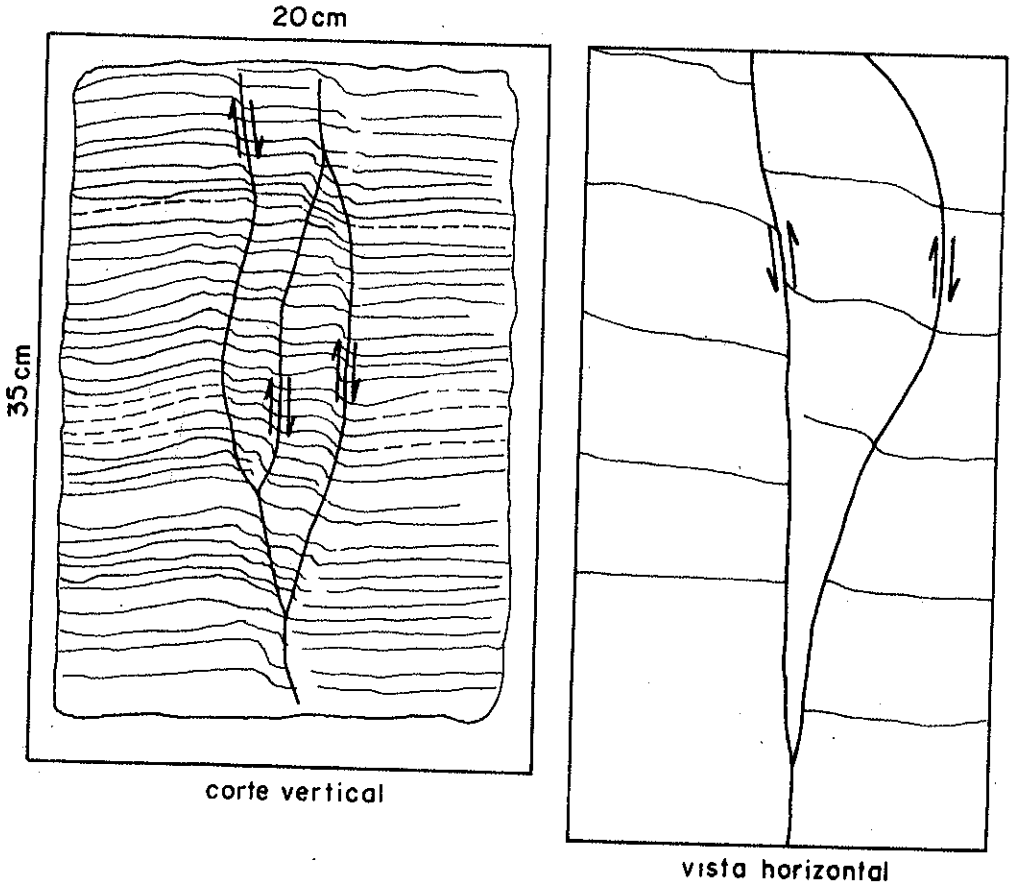


Fig. 34- PADRÕES DE RUPTURA DEVIDO A DESLOCAMENTO HORIZONTAL.
(segundo Emmons 1969)

ferido Grupo.

Cabe frisar mais uma vez que estas grandes zonas de transcorrência são o resultado de uma exageração da transposição decorrente da primeira fase de dobramento.

6.5 - Considerações sobre as Relações Metamorfismo - Deformação

A respeito do metamorfismo do Bloco Central foram feitos alguns comentários em parágrafos anteriores.

Tenta-se neste item, relacionar o metamorfismo observado, com as diferentes fases de deformação encontradas para este compartimento tectônico.

Este assunto é bastante complexo e considera-se que a quantidade de dados disponíveis que se tem para se tratar deste tema são poucos; entretanto, é possível se fazer algumas considerações.

Em primeiro lugar cabe lembrar que estas rochas epimetamórficas do Bloco Central se encontram, em sua maior parte, extremamente alteradas, tornando difícil a identificação de minerais índices.

A Fotomicrografia 07 mostra a existência de duas xistosidades, onde ambas possuem como minerais característicos as micas moscovita e biotita; isto significa muito pouco, considera-se que este dado não é suficiente para caracterizar os metamorfismos relacionados às duas primeiras fases, apesar da maior parte dos xistos apresentarem estas duas xistosidades com estes minerais.

Pensa-se que o metamorfismo associado a primeira fase de dobramento foi maior que os das fases posteriores,o fato deste primeiro evento ser formador de dobras isoclinais e ter levado as rochas a um processo de transposição e em seguida a formação das grandes falhas, leva a se pensar na necessidade de processos mais energéticos que os for

madores das dobras tipo "*flexural-slip*".

Devido ao alto grau de intemperismo não foi possível a identificação de minerais índices, alguns minerais tais como chiastolita se encontram totalmente sericitizados. Apesar de se achar que o primeiro metamorfismo foi mais importante que os restantes, acredita-se que tenha atingido o limite entre o fácies xistos-verdes e anfibolito (EGYDIO DA SILVA *et al. (op. cit.)*. Os metamorfismos posteriores não devem ter sido superiores ao primeiro, pertenceriam ao fácies xistos-verdes.

Estudos detalhados a respeito deste assunto serão feitos pelo autor, baseados nos métodos das escolas australianas e holandesas.

CAPÍTULO VII

7 - ROCHAS CATACLÁSTICAS

As zonas de falhamento transcorrente Itariri e Cubatão constituem as mais expressivas faixas de miloniti zação da região estudada.

Associado a estes grandes falhamentos, que sepa ram os blocos tectônicos, desenvolveu-se um metamorfismo dinâmico.

A cataclase atingiu de maneira marcante as rochas granitóides e os migmatitos da borda setentrional do Bloco Sul, bem como as rochas metapsamíticas da faixa ectinítica do falhamento do Cubatão, isto significa que o processo de cataclase originou faixas onde a moagem foi mais intensa, intercaladas a outras onde quase não se observa o esmagamen to das rochas; sendo possível observar o aumento progressi vo da intensidade do processo de cataclase.

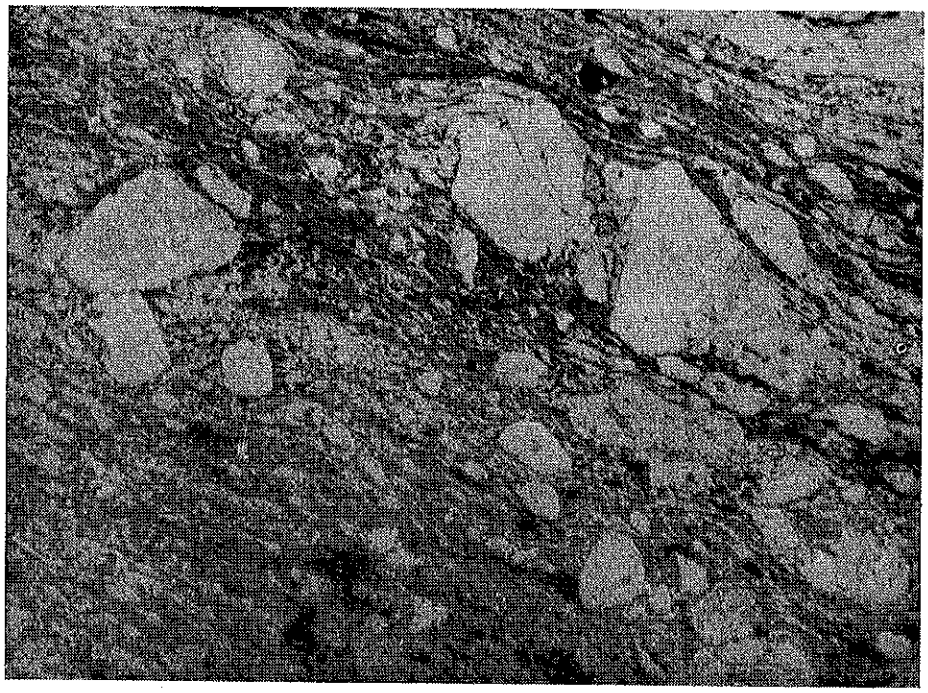
Representando um estágio inicial na seqüência de moagem destas rochas, encontram-se as brechas tectônicas,on de se observam fraturas nos cristais, granulação em seus bordos além da fragmentação dos cristais de micas.

Os protomilonitos seriam os representantes de uma etapa seguinte, onde a quebra dos cristais de quartzo, mica e feldspato é mais acentuada; a textura em moldura é carac terística ao redor dos fenoclastos de feldspatos, sendo a foliação da rocha uma feição marcante.

Aumentando o grau de moagem tem-se os milonitos, onde a maior parte da rocha se constitui em massa moída, os fenoclastos tendem a diminuir de tamanho chegando até a de saparecer. A foliação se encontra muito bem desenvolvida nesta etapa.

A Fotomicrografia 17 mostra um típico milonito

que está associado a zona de transcorrência Itariri. Possui composição granítica, constituindo-se predominantemente por quartzo, microclíneo, ortoclásio e plagioclásio de composição intermediária.



Fotomicrografia 17 - Típico milonito da faixa cataclástica de Itariri. Aumento 35 X. Luz natural.

Os porfiroclastos de feldspatos se apresentam quebrados e a massa constituída de minerais de granulação menor é composta por cristais pequenos de moscovita, sericita, biotita e quartzo.

Observando-se mais atentamente pode-se perceber a existência de veios de quartzo dobrados isoclinalmente, estirados e transpostos (Fotomicrografia 18).

Nos estágios finais do processo de cataclase tem-se o surgimento dos ultramilonitos que se constituem em rochas extremamente finas, de granulação submicroscópica e forte foliação. É característico a recristalização de quartzo em grãos e cordões paralelos aos planos de foliação.

Fotomicrografia 18 - Quartzitos dobrados isoclinalmente e cataclasados- Falha de Cubatão. Aumento 35 X. Luz polarizada.

No limite entre os Blocos Norte e Central encontram-se os metassedimentos pelíticos e psamíticos levemente cataclasados que pertencem à zona de falha do Cubatão. São rochas compostas essencialmente por quartzo recristalizados que apresentam sob nícois cruzados extinção ondulante.

A Fotomicrografia 18 mostra a presença de dobras isoclinais nestes quartzitos cataclasados, fortalecendo a hipótese de ser a transcorrência uma exageração da transposição.

Além dos grãos de quartzo, tem-se em menor quantidade plaquetas de moscovita e biotita.

CAPÍTULO VIII

8 - RELAÇÃO ENTRE AS ESTRUTURAS DOS DIFERENTES COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS

Após o estudo em separado dos três compartimentos tectônicos, verifica-se ser necessário muita cautela ao se fazer uma correlação entre as suas estruturas, devido ao fato das observações dos Blocos Norte e Sul não serem em números elevados.

No entanto, é pertinente algumas considerações em relação a este assunto, tais como:

1 - Sabe-se que para o Bloco Norte existiu uma fase de deformação que gerou o bandamento metamórfico denominado S_{N1}. Sobre esta fase de deformação nada se sabe, desconhecendo-se completamente seu estilo e origem, portanto, não foi correlacionada a nenhum evento nos demais compartimentos (por facilidade de notação foi denominado F_{N1}). A esta fase F_{N1} supõe-se associado um metamorfismo de grau alto, gerador da paragênese mineral do tipo cordierita, silimanita e feldspato potássico.

2 - A primeira fase de deformação do Bloco Central (F_{C1}) ficou razoavelmente caracterizada como geradora de dobras isoclinais. O metamorfismo associado a esta fase seria do grau médio, fácies anfibolito.

Esta fase de deformação (F_{C1}) poderia estar relacionada a fase F_{N1} do Bloco Norte, esta possibilidade existe e será considerada como uma hipótese no próximo capítulo; trata-se de uma idéia sobre a qual não se dispõe de muitos argumentos para sustentá-la devido ao desconhecimento sobre a fase F_{N1}.

A hipótese preferida do autor está resumida no quadro da Figura 35.

Neste quadro a fase F_{C1} do Bloco Central está relacionada as fases F_{N2} e F_{Sn} dos Blocos Norte e Sul, respectivamente.

Com relação a fase F_{N2} do Bloco Norte foram observadas as seguintes estruturas:

a) camadas quartzíticas dobradas isoclinalmente;

b) localmente, dobras aparentemente concêntricas com o desenvolvimento de uma clivagem do tipo "*strain-slip*" e transposição;

c) dobras com planos axiais verticais/sub-verticais classe 1C - (RAMSAY, 1967);

d) localmente tem-se o desenvolvimento de uma segunda geração do bandamento gnáissico;

e) desenvolvimento das falhas transcorrentes;

f) metamorfismo fácies anfibolito.

A associação das fases F_{C1} e F_{N2} foi feita devido ao fato dos episódios como dobras isoclinais, transposição, geração de falhas transcorrentes e grau de metamorfismo semelhantes, pertencerem a ambas as fases.

No Bloco Sul a associação à fase F_{Sn} fpo feita devido também a presença de dobras isoclinais fechadas.

3 - A segunda fase de deformação no Bloco Central (F_{C2}) parece ter correspondência no Bloco Sul onde se tem a geração de dobras em estilos semelhantes ao do Bloc Central. Portanto, F_{C2} seria correlacionável a F_{Sn+1}, sem ter, ao que parece, correspondência no Bloco Norte.

4 - A terceira fase, que foi identificada e melhor estudada no Bloco Central foi caracterizada pelo desenvolvimento de três tipos de estruturas diferentes como foi descrito em parágrafos anteriores e como está mostrado no quadro da Figura 35.

Com relação aos demais compartimentos tectônicos fez-se algumas considerações sobre a evolução de uma terceira fase de deformação, porém, o número de observações que se tem dos Blocos Norte e Sul são restritos, sendo assim, não se deve afirmar que o desenvolvimento desta terceira fase seja de âmbito regional, embora existam algumas evidências para se acreditar nesta hipótese.

FIGURA 35

	BLOCO NORTE	BLOCO CENTRAL		BLOCO SUL (muito hipotético)
FASES BRASILIANAS	?	F_{C3} a- Dobras amplas basculamentos b- Deslizamento ao longo de S_{C1} redobramento S_{C2} c- Falhas sinistrais	MESOZÓICAS	?
		Dobras tipo *flexural-slip* F_{C2} Xistosidade de fratura S_{C2} Metamorfismo xistos-verdes		F Dobras em *chevron* redobrando dobras S_{n+1} isoclinais → Figuras de interferência
	Falhas transcorrentes - Dobras em *chevron* ou séries de plano axial sub-vertical FN_2 - Dobras isoclinais em quartzitos Localmente transposição (*strain-slip-cleavage*) - gnaisses de 2ª geração Retrometamorfismo ?	Falhas transcorrentes F_{C1} Dobras isoclinais visíveis só em lâminas Metamorfismo fácies anfibolito	BÁSICAS	Falhas transcorrentes Transposição F_{Sn} Dobras isoclinais
	FN_1 Bandamento metamórfico Metamorfismo anfibolito alto - granulito	METABÁSICAS Há dois tipos de granitos		? Bandamento metamórfico Metamorfismo
TRANSAMAZÔNICO	?	?		Granulito ?

CAPÍTULO IX

9 - CONCLUSÕES

As conclusões referentes aos estudos elaborados nos diferentes compartimentos tectônicos existentes na área, e em especial no denominado Bloco Central, foram as seguintes:

A - Com relação as estruturas coesivas cabe a formulação de duas hipóteses (Figura 36).

1 - Hipótese I

a) O episódio formador das dobras isoclinais constitui-se em um evento de âmbito regional dos mais relevantes, porquanto a esta fase estão relacionados o surgimento dos grandes falhamentos transcorrentes que são decorrentes de uma exageração do processo de transposição referentes a estes dobramentos.

Esta fase se constitui a primeira para o Bloco Central (F_{C1}) e a segunda para o Bloco Norte (F_{N2}). Para o Bloco Sul resolveu-se apenas denominá-la de F_{Sn}.

b) Para o Bloco Central a segunda fase de deformação (F_{C2}) foi marcante em toda a região.

Este evento é caracterizado pelo desenvolvimento de dobras do tipo "*flexural-slip*", dobras em "*chevron*" e pelo desenvolvimento de uma clivagem do tipo "*strain-slip*" secundário.

c) No Bloco Central foi possível a identificação de uma terceira fase de deformação, caracterizada pelo surgimento de uma foliação do tipo clivagem de fratura.

Pensa-se ser precoce uma afirmação dizendo que este evento tem um caráter regional semelhante aos anteriores.

2 - Hipótese II

Nesta segunda hipótese correlaciona-se a primeira fase de deformação do Bloco Norte (F_{N1}) com o surgimento das dobras isoclinais no Bloco Central (F_{C1}), sendo que no Bloco Norte estaria associado, a este evento, um metamorfismo de grau alto e para o Bloco Central o metamorfismo seria de fácies xisto-verde a anfibolito baixo. Seria um único metamorfismo com intensidade variável.

Para estes dois compartimentos tectônicos a segunda fase de dobramento geraram dobras do tipo"*flexural-slip*" além do desenvolvimento de uma clivagem do tipo"*strain-slip*" que por transposição deu origem as grandes falhas transcorrentes. Esta hipótese está em acordo com as interpretações clássicas propostas pora a faixa Ribeira por HASUI & SADOWSKI (*op. cit.*).

B - Quanto as estruturas disruptivas há que se fazer as seguintes considerações:

a) As grandes falhas transcorrentes, que foram originadas devido a um processo de exageração da transposição, levou a formação de estruturas (tipo calhas), favoráveis a preservação de unidades litológicas características de um grau metamórfico baixo; de acordo com o modelo proposto por EMMONS (1969).

Esta seria a explicação para as faixas ectiníticas "*encaixadas*" em rochas de grau metamórfico mais alto, principalmente ao longo do falhamento de Cubatão.

b) Os estudos feitos através de sistemas de fraturas, para a faixa cataclástica do Cubatão, mostrou que o modelo de RIEDEL (1929) se ajusta perfeitamente, mostrando inclusive que se trata de um falhamento de deslocamento dextral.

c) A aplicação dos métodos de ARTHAUD (1969) para o estudo das fraturas, mostrou que as direções de encurtamento máximo (Z), alongamento máximo (X), e intermediário (Y) possui as atitudes mostradas no diagrama da Figura 33.

d) As atitudes destes eixos cinemáticos coincidem com as atitudes dos eixos geométricos da segunda fase de deformação.

e) A faixa cataclástica de Itariri bordeja totalmente o Maciço dos Itatins, possui um deslocamento do tipo sinistral e é provavelmente mais antiga que a faixa Cubatão.

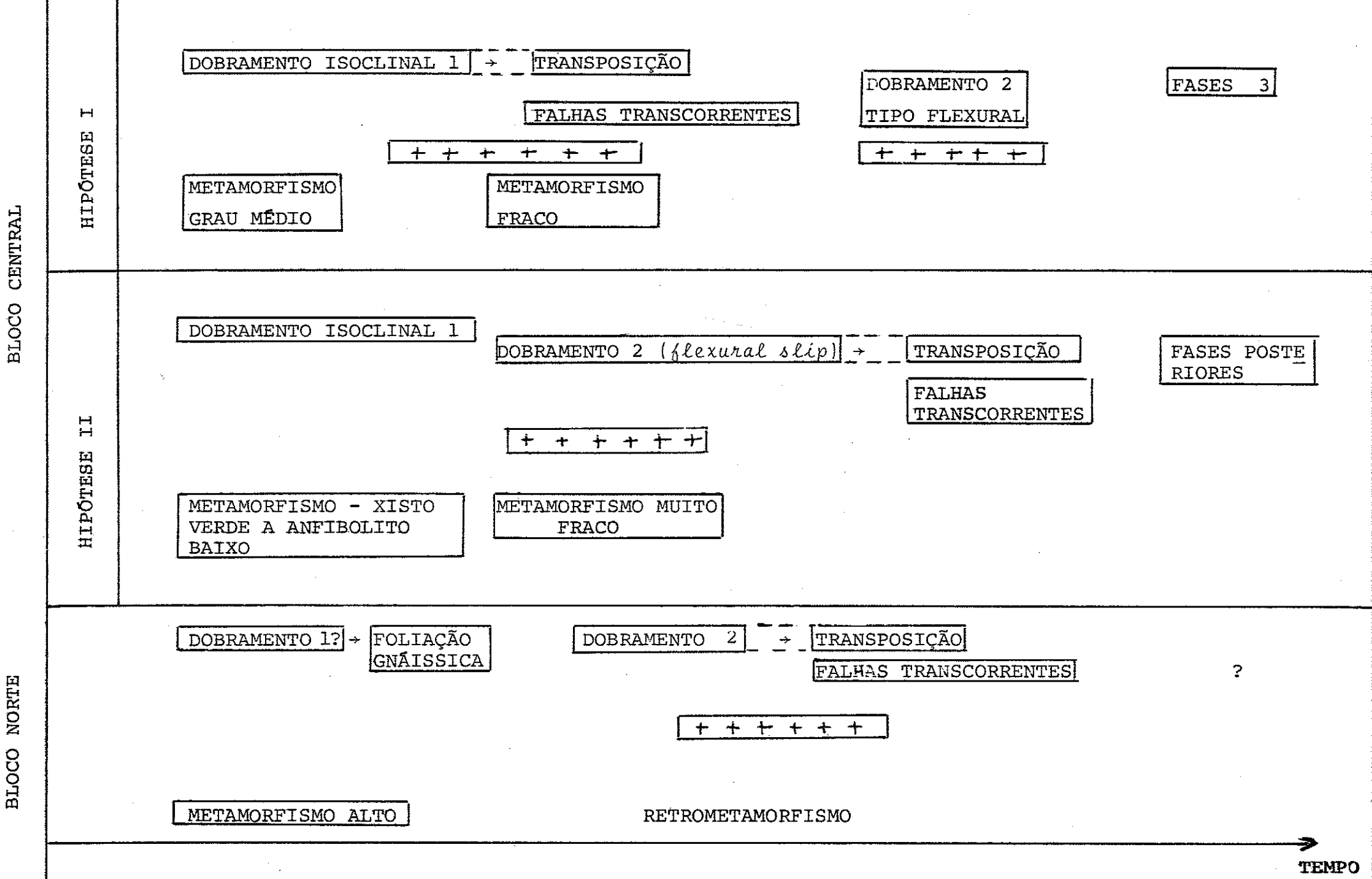

BLOCO CENTRAL
HIPÓTESE I
DOBRAMENTO ISOCLINAL 1
TRANSPOSIÇÃO
FALHAS TRANSCORRENTES
DOBRAMENTO 2
TIPO FLEXURAL
FASES 3
METAMORFISMO
GRAU MÉDIO
METAMORFISMO
FRACO
HIPÓTESE II
DOBRAMENTO ISOCLINAL 1
DOBRAMENTO 2 (flexural slip)
TRANSPOSIÇÃO
FALHAS
TRANSCORRENTES
FASES POSTE
RIORES
METAMORFISMO - XISTO
VERDE A ANFIBOLITO
BAIXO
METAMORFISMO MUITO
FRACO
BLOCO NORTE
DOBRAMENTO 1?
FOLIAÇÃO
GNÁISSICA
DOBRAMENTO 2
TRANSPOSIÇÃO
FALHAS TRANSCORRENTES
?
METAMORFISMO ALTO
RETROMETAMORFISMO
TEMPO

FIGURA 36

AGRADECIMENTOS

Quero deixar o meu sincero agradecimento as pessoas e entidades que direta ou indiretamente colaboraram para a realização do presente trabalho.

Ao Professor Doutor Georg Robert Sadowski, do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela valiosa orientação.

Aos colegas Gerson B. Ostafiuc, Coriolano de Marins e Dias Neto e Waldermar Felitti Filho, pela participação e auxílio nos trabalhos de campo desde as fases iniciais.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo Nº 8-Geol. 77/0389), pela bolsa fornecida no período de agosto de 1977 a agosto de 1978.

Ao Doutor Roland Trompette, do (C.N-R.S.-França) por seu zelo, empenho e ensinamentos que me forneceu durante os trabalhos de campo; a este pesquisador expresso minha profunda gratidão e admiração sem limites.

Ao pessoal técnico-administrativo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, devo grande contribuição, especialmente às seguintes pessoas:

À Senhora Melany Thereza Isauk e Senhor Cláudio Hopp, pela confecção das lâminas delgadas;

À Senhora Nair de Campos Louzada, pelo cuidadoso trabalho de datilografia.

À equipe da Secção Gráfica, particularmente em nome do Senhor Jaime Alves da Silva.

À Senhorita Itacy Kroehne, pelos trabalhos na elaboração dos mapas e figuras.

Ao Senhor Jaime de Souza Marcos pelo trabalho na revelação das fotografias.

A todas essas pessoas e especialmente a meus familiares

Muito obrigado !

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. - 1955 - A evolução geomorfológica da Baixada Santista - *in* "A Baixada Santista - Aspectos geográficos. Editora USP.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1953 - Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Cubatão. Bol.Paul.Geogr., Vol. 15, pp. 3-17, São Paulo.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Div.Geol.Min., DNPM, Bol. 241.

ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian Evolution of the South American Cratoni Margin South of the Amazon River. *In:* The Ocean Basins and Margins. New York, Plenum. Publ. V. 1, pp. 411-446.

ARTHAUD, F. - 1969 - Méthode de determination graphique des directions d'allongement, de raccovrcissement et intermediaire d'une population de failles. Bull. Soc.Geol. France (7), 11, pp. 729-737.

BACKHEUSER, E.A. - 1926 - A faixa litorânea do Brasil Meridional, ontem e hoje. Rio de Janeiro. Tip. Bernard Frères.

BARBOSA, O. - 1942 - Geologia e petrologia da região de Apiaí, Estado de São Paulo. Tese de Cátedra. Escola Politécnica, USP.

BIGARELLA, J. & SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui - VII - Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru, Estado do Paraná. Arq.Biol. Tecnol., Curitiba, 11, pp. 197-205.

BIGARELLA, J. & SALAMUNI, R. - 1958a - Estudos preliminares na Série Açungui VIII. A Formação Votuverava. Inst.Hist. Nat. 3, Curitiba, nº 2.

BIGARELLA, J. & SALAMUNI, R. - 1958b - Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). Bol.Paul.Geogr., São Paulo, 29: 1-9.

BRAUN, O.P.G. - 1975 - "Structure of the coastal orogenic belt of Southeastern Brazil". *In:* International Symposium on Continental Margins of Atlantic type, São Paulo, Acad.Bras. Ciênc. (Abstracts-section 1), p. 3.

CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. & THOMAZ FILHO, A. - 1974 - Esboço da diferenciação tectônica do Pré-Cambriano Superior no sudeste do Brasil. *In:* Congr.Bras.Geologia, 28, Porto Alegre, (Bol.Esp. nº 1), pp. 698-700.

CORDANI, U.B. & BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. Anais do XXI Congr.Bras.Geologia, pp. 218-233.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - inédito - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. No prelo.

COUTINHO, J.M.V. - 1971 - O falhamento de Cubatão. *In:* XXV Congr.Bras.Geologia. Bol.Esp. nº 1, pp. 130-131 (resumo).

COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Bol. I.G.A., nº 3, pp. 5-99, Inst.Geoc., USP.

DE MARTONNE, E. - 1933 - Abruptes de faille et captures recente, la serra do Mar de Santos et l'Espinouse. Bul.Ass. Geogr.Français, 74 p. (138-141), Paris. Em português. Bol. Geogr. 82, pp. 1283-1287, Rio de Janeiro.

EGYDIO DA SILVA, M.; DIAS NETO, C.M. & FELITTI FILHO, W. - 1979 - Ocorrência de xistos grafitosos na região de Miracatu e Sete Barras, Estado de São Paulo. II Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, Atas, Volume 1.

EMMONS, R.C. - 1969 - "Strike-slip rupture patterns in sand models. Tectonophysics 8 (1): 71-87.

FERREIRA DA SILVA, A.T.S.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, K. & ALGARTE, J.P. - 1978 - Geologia integrada das Folhas Iguape e Cananéia. Anais do XXX Congr.Bras.Geologia, Recife, Vol. 1, pp. 208-221.

GREW, F.S. - 1974 - Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. Journal of Geology, V. 82, 1, pp. 50-73.

GUITARD, G. - 1965 - Sur l'evolution des gneiss des Pyrénées. Bull.Soc.Geol.France, 6ª série, pp. 441-476.

HASUI, Y. - 1973 - Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul. Tese de Livre-Docência, IG-USP.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. - 1976 - Evolução geológica do Pré--Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras.Geoc., v. 6 , nº 3, setembro.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. - 1976 - An Outline of Structural Geology. John Wiley e Sons, INC.

JUNG, J. & ROQUES, M. - 1952 - Introduction à l'étude zóneographique des formations cristallophylliènes. Bull.Serv. Cart.Geol.France (235): 1-62.

LAMEGO, A.R. - 1946 - Análise tectônica e morfológica do Sistema Mantiqueira. II Congr.Panamer.Eng.Minas e Geol. - Petrópolis. An. 3: 247-326, Rio de Janeiro.

LANDIS, C.A. - 1971 - Graphitizations of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contrib. to mineralogy and petrology. V. 30, 1, pp. 34-45.

MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arqu.Biol.Tecnol., Curitiba, 2: 63-154.

MASON, R. - 1978 - Petrology of the Metamorphic Rocks. George Allen e UNWIN/, London.

MAULL, O. - 1930 - Von Itatiaya zum Paraguay: Ergebnisse einer Forschungsreisse durch Mittel Bresilien. Leipzig.

MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier-393 p., Amsterdam.

MELCHER, C.G.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S. DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V. & MELFI, A.J. - 1973 - Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. Rev.Bras.Geoc., 3:97-123, São Paulo.

MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I. & CORDANI, U.G. - 1965 - Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui -Bragantia 24: 447-474, Campinas.

MIYASHIRO, A. - 1961 - Evolution of Metamorfphic Belts. Jour. Petrology, 2(3): 277-311.

MOODY, J.D. & HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault tectonics. Bull.Geol.Soc.Am. 67, pp. 1067-1248.

MORAES REGO, L.F. de - 1937-1941 - A geologia do Estado de São Paulo. Separata - DER, Vol. III, nº 2, pp. 351-381; Vol. IV, nº 1, pp. 66-77, nrs. 2, 18 e 19; Vol. VII, nº 1, nº 2 e nº 3.

MORGENTAL, Antonio *et al.* - 1973 - Relatório de atividades referentes ao mapeamento geológico - S.Paulo, Brasil - Conv. Sudelpa/CPRM. Projeto Sudelpa, Relat. Inéd., Vol. 1, dez. 1973.

OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil, Rio de Janeiro 2(2a): 206-228. Ministério da Agricultura, Série Didática.

PAES LEME, A.B. - 1936 - O tectonismo da Serra do Mar. A hipótese de uma remodelação terciária. An.Acad.Bras.Ciênc., 2(3): 143-148, Rio de Janeiro.

PROJETO SANTOS-IGUAPE - Relatório Final - Geologia, Vol. nº 1, Conv. DNPM-CPRM, 1977.

RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw Hill Co.

RIDEG, P. - 1974 - Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil. Ph.D. Thesis, State University of New York at Binghamton. Inédito,145 p.

RIEDEL, W. - 1929 - Zur Mechanik geologischer. Brucherscheinungen, Central blatt Min.Geol.Pol., Abt. B, 354-369.

RUELLAN, F. - 1944 - Aspectos geomorfológicos do litoral brasileiro entre Santos e o Rio Doce. Assoc.Geogr.Bras., Bol. Ano IV,nº 5, pp. 6-12.

SADOWSKI, G.R. - 1974 - Tectônica da Serra de Cubatão, SP. Tese de Doutoramento, IG, USP, 159 p.

SADOWSKI, G.R. - 1974 - Tectônica do complexo migmatítico da Serra de Cubatão. *In:* Congr.Bras.Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. Bol.Esp. nº 1, pp. 557-561.

SADOWSKI, G.R.; DIAS NETO, C.M. & EGYDIO DA SILVA, M. - 1978 - Análise do fraturamento do Maciço de Itatins, Estado de São Paulo. XXX Congr.Bras.Geologia, Bol. nº 1, Resumo, Recife, p. 60.

SEDERHOLM, J.J. - 1907 - *In* Sederholm J.J. (1967) Selected works - granites e migmatites, Ed. Oliver and Boyd, Ltda. 608 p., Edinburgh.

STANFORD, R.M. & LANGE, F.W. - 1960 - Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogesyncline south Brazil. Bull.Am.Assoc.Petr.Geol., v. 44, nº 8, pp. 1316-1370.

TURNER. F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. 2ª ed. MacGraw Hill Book Co., 545 p.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw Hill Book Co., 545 p.

VIALON, P.; RUHLAND, M. & GROLIER, J. - 1976 - Elements de Tectonique Analytique. 1ª ed., Ed. Masson, 118 p., Paris.

WASHBURNE, C. - 1930 - Petroleum geology of the São Paulo State, Brazil. Comm.Geogr.Geol. do Estado de São Paulo. Bol. (22): 282 p., São Paulo.

WEGMANN, E. - 1935 - Zur Dutung der Migmatite. Geol. Rundschau XXVI: 305-350.

WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural Geology of Folded Rocks. Rand McNally and Co., 663 p.

WILCOX, R.E.; HORDING, T.P. & SEELY, D.R. - 1973 - Basic Wrench Tectonics. The Am.Assoc.Petrol.Geol., Bull - Vol. 57, nº 1 (jan.), pp. 74-96.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorfphic Rocks. 4ª ed., Springer Verlay.

YOSHIDA, R. & OLIVEIRA, J.A.N. - 1971 - Evidências de falhamento no Vale do Rio Cubatão. *In:*XXV Congr.Bras.Geologia, Bol. Esp. nº 1, p. 130 (resumo), São Paulo.

RESUMO

Tendo por objetivo o estudo geométrico das faixas ectiníticas associadas ao Falhamento de Cubatão na região de Pedro Barros e Juquiá, dividiu-se a região de estudo em três compartimentos tectônicos, localmente denominados Bloco Norte, Sul e Central.

Quanto ao aspecto litológico, o Bloco Norte é constituído predominantemente por gnaisses e migmatitos com intercalações de corpos graníticos. Por vezes os gnaisses apresentam associações mineralógicas que denotam um fácies metamórfico elevado, por exemplo, cordierita, sillimanita e feldspato potássico, porém, predominam o fácies anfibolito.

No Bloco Sul a litologia predominante são os ortognaisses, paragnaisses, quartzitos, charnockitos e rochas granulíticas.

O Bloco Central apresenta uma litologia completamente distinta dos demais. Predominam os filitos, quartzitos, quartzo-mica-xistos, sericita-quartzo-xistos, grafita-xistos, rochas granitóides de composição granítica e granodiorítica, metabásicas e calco-silicáticas.

No Bloco Central parece ter havido dois episódios metamórficos distintos. O primeiro teria atingido o fácies anfibolito, este foi verificado através de estudos feitos por EGYDIO DA SILVA *et al.* (1979) em grafitas e pelas associações mineralógicas verificada em rochas calco-silicáticas.

O segundo seria de grau baixo, fácies xistos-verdes, compatível com a litologia local.

Com relação a geologia estrutural, o trabalho com as estruturas coesivas permitiu a formulação de duas hipóteses para a sua evolução.

A primeira admite que o episódio formador das dobras isoclinais constitui-se em um evento de âmbito regional dos mais relevantes, pois a esta fase estariam relacionados o surgimento dos grandes falhamentos transcorrentes que seriam decorrentes de uma exageração da xistosidade $S_{CO}=S_{C1}$.

Esta é a primeira fase de deformação do Bloco Central e foi correlacionada a segunda fase do Bloco Norte.

A primeira fase de deformação do Bloco Norte é desconhecida, sabe-se apenas que gerou um bandamento metamórfico.

Para o Bloco Central a segunda fase de deformação é caracterizada pelo desenvolvimento de dobras do tipo "*flexural-slip*", dobras em "*chevron*" e pelo desenvolvimento de uma xistosidade do tipo "*strain-slip*".

Os eventos relacionados a uma terceira fase de deformação para o Bloco Central foram observados de diferentes maneiras:

1) através de deslizamentos "normais" ao longo de S_{C1} e S_{CO}, dobrando S_{C2}.

2) Fraturas sinistrais grosseiramente perpendiculares aos eixos das dobras S_{C2}.

3) Dobramento suave que bascula os eixos da fase 2.

A segunda hipótese correlaciona a fase 1 do Bloco Norte (F_{N1}) com a fase 1 do Bloco Central (F_{C1}).

O surgimento das grandes falhas transcorrentes estaria ligado a segunda fase de deformação e seria devido a transposição de uma xistosidade do tipo "*strain-slip*".

Esta segunda hipótese implica em apenas um metamorfismo e está em acordo com as interpretações clássicas que descrevem apenas um único metamorfismo de intensidade variável.

Com relação as estruturas disruptivas pode-se fazer as seguintes considerações:

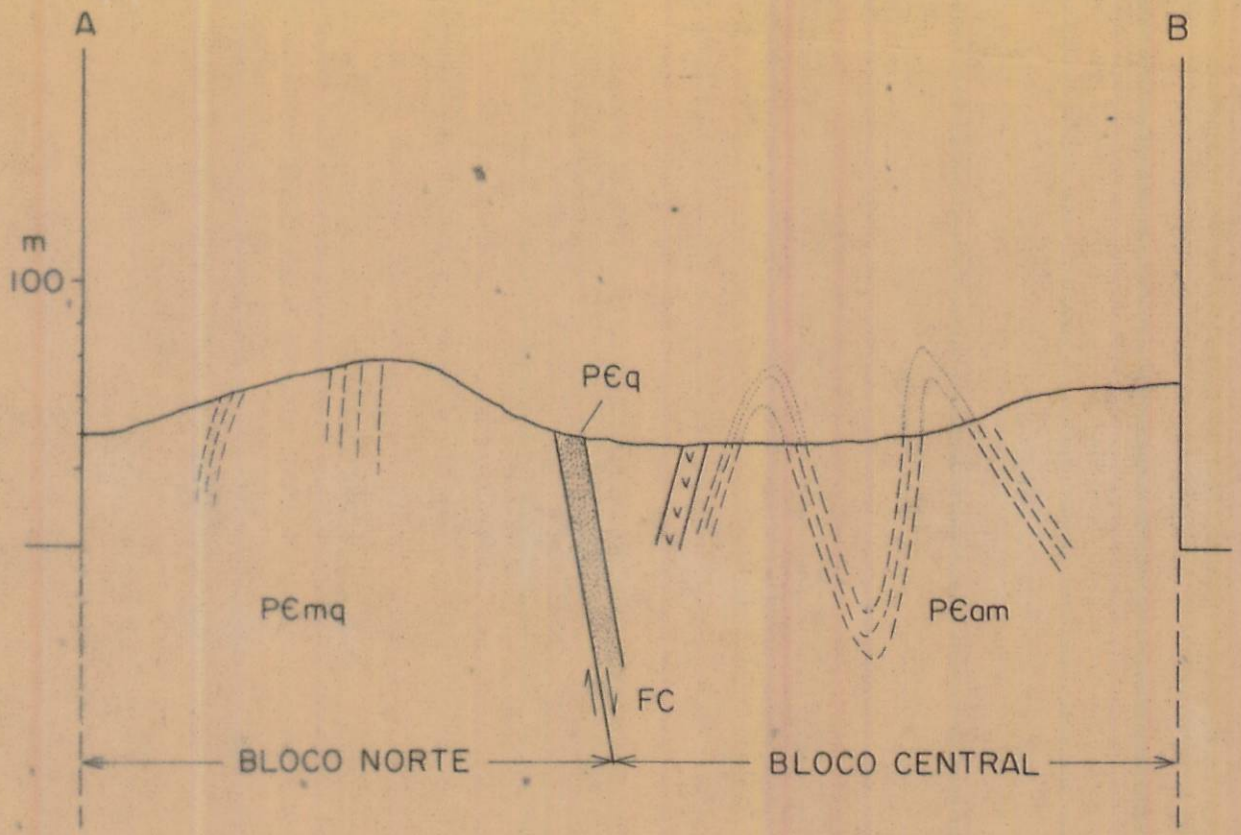
As grandes falhas transcorrentes, segundo a opinião do autor, foram originadas devido a um processo de exageração da transposição.

As rochas epimetamórficas ficaram preservadas em estruturas do tipo graben que foram originados durante o desenvolvimento da transcorrência, de acordo com o modelo proposto por EMMOND (1969).

Os estudos feitos através de sistemas de fraturas, mostrou que para a Falha do Cubatão o modelo de RIEDEL (1929) se ajusta de maneira imperfeita e mostra que se trata de um falhamento do tipo dextral.

As aplicações dos métodos de ARTHAUD (1969) para o estudo das fraturas, mostrou que as direções de encurtamento máximo (Z), alongamento máximo (X) e intermediário (Y) possui as seguintes atitudes: N-S - vertical, E-W - vertical respectivamente.

A faixa cataclástica de Itariri bordeja totalmente o Maciço dos Itatins, possui um deslocamento sinistral e é provavelmente mais antiga que a faixa Cubatão.



T
E32
M.2
1.3

LEGENDA

Xistosidade $Sc_0 // Sc_1$

Dique de diabásio

P€q — Quartzitos

P€am — Metassedimentos - silticos argilosos filitos

P€mq — Gnaisses e migmatitos heterogeneos

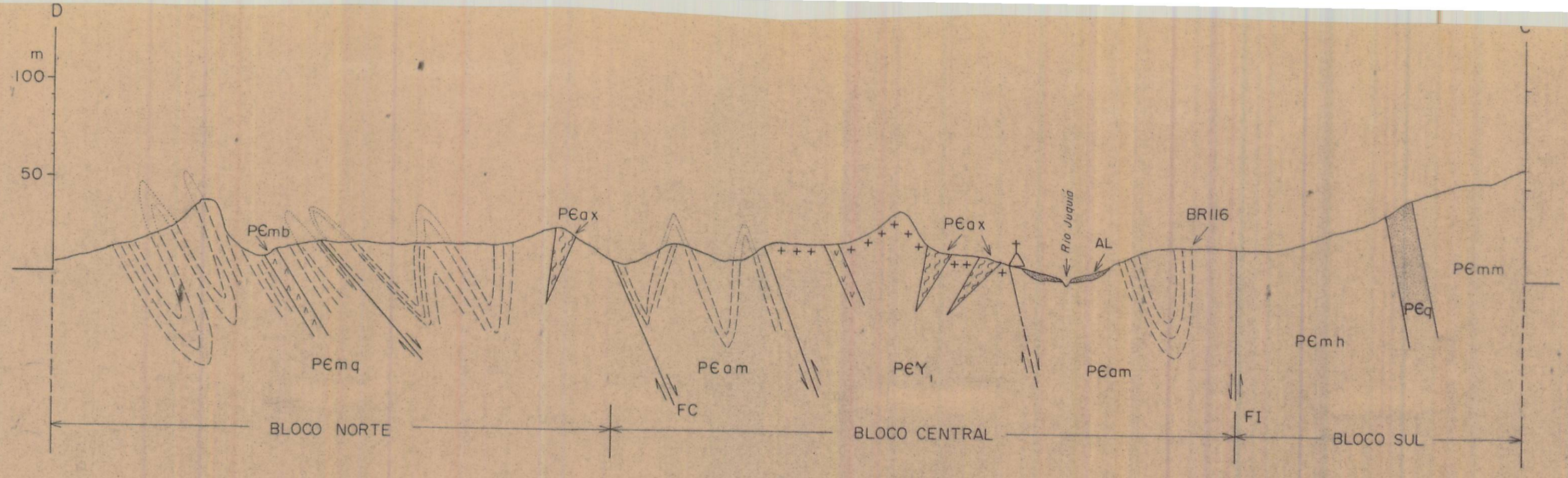
FC - Falha do Cubatão

0 1 4
Km

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 594
U.

SECÇÃO GEOLÓGICA A-B

(de parte da rodovia Sete Barras - Juquiá)



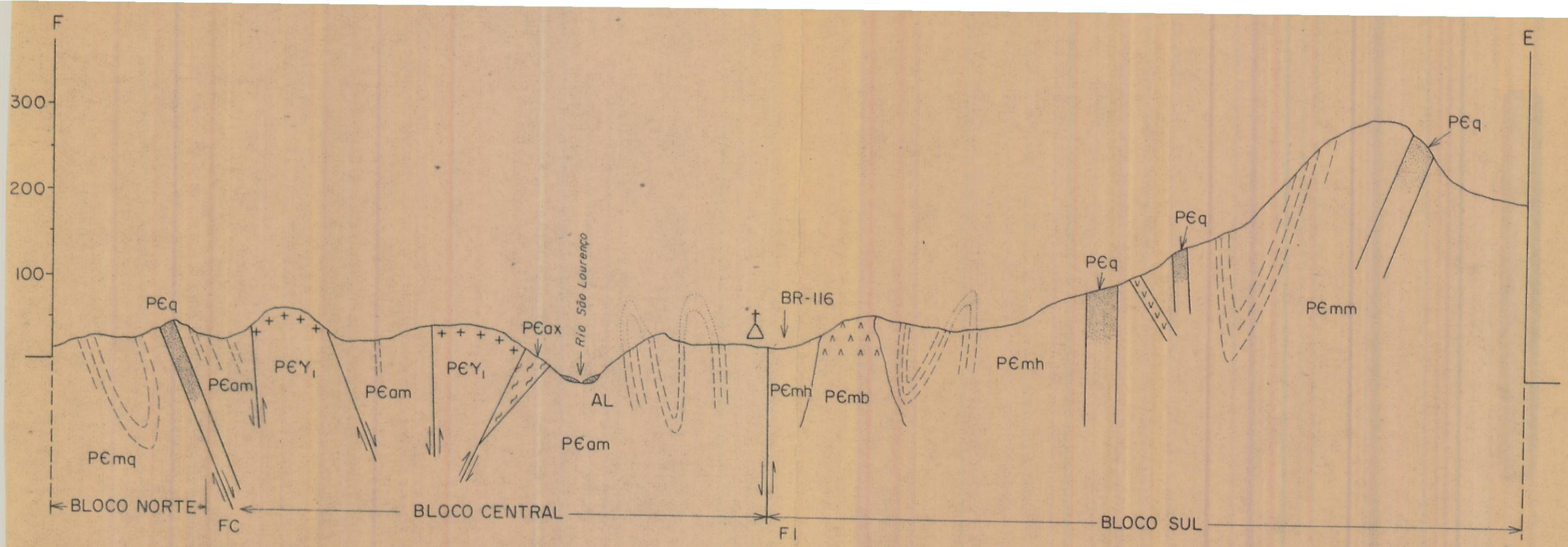
LEGENDA

- Xistosidade $Sc_0 // Sc_1$
- AL — Aluvião
- Dique de diabásio
- $P\epsilon Y_1$ — Granito potássico
- $P\epsilon am$ — Metassedimentos - silticos argilosos filitos
- $P\epsilon ax$ — Mica xistos
- $P\epsilon q$ — Quartzitos
- $P\epsilon mq$ — Gnaisses e migmatitos heterogeneos
- $P\epsilon mh$ — Migmatitos homogeneos e gnaisses granodioríticos
- $P\epsilon mm$ — Migmatitos heterogeneos e rochas granitóides
- $P\epsilon mb$ — Metabasicas
- FC - Falha do Cubatão
- FI - Falha do Itariri

0 1 2 Km

SECÇÃO GEOLÓGICA C-D

T
E32
m.a
e.3
Instituto de Geociencias
BIBLIOTECA
T594



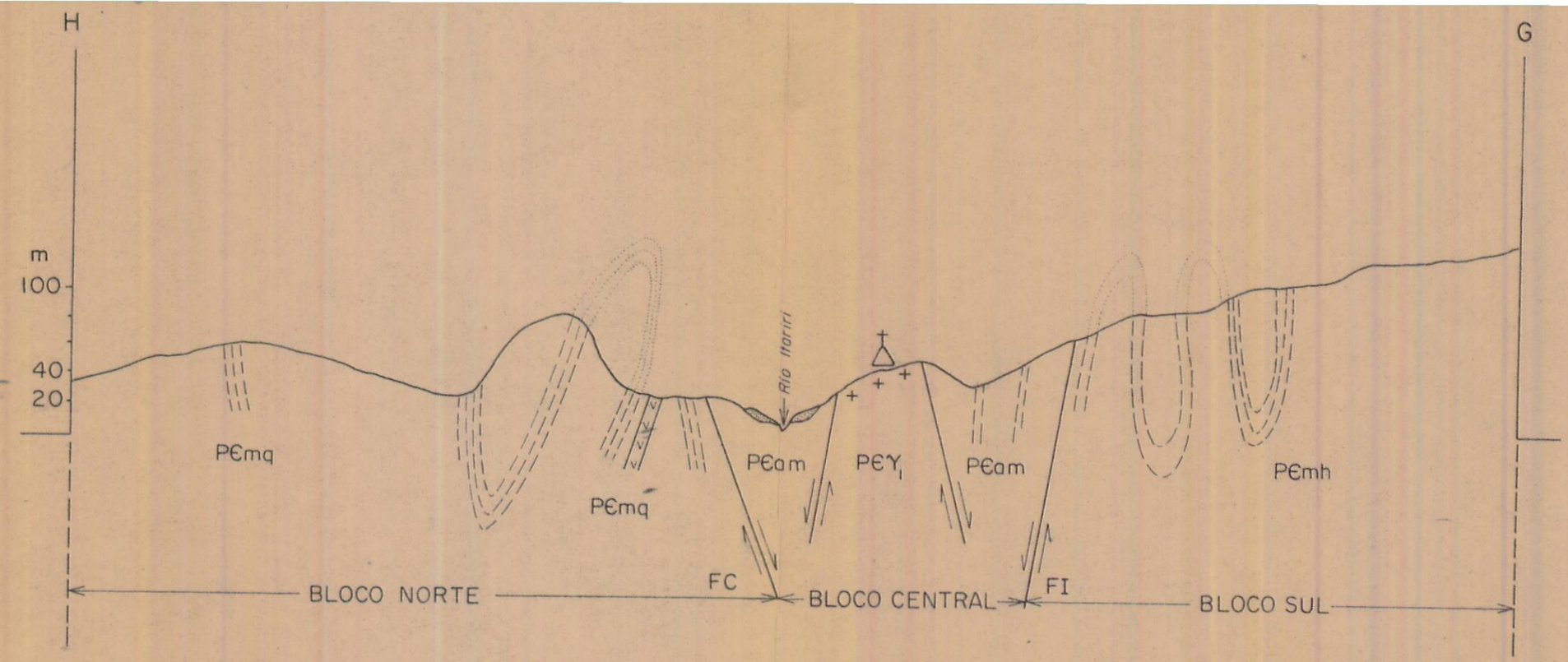
LEGENDA

	Xistosidade $Sc_0 // Sc_1$	PЄax	Míca xistos	PЄmm	Migmatitos heterogeneos e rochas granitóides
AL	Aluvião	PЄmq	Gnaisses e migmatitos heterogeneos	FC -	Falha do Cubatão
v v v v v v v v v v v v	Diques de diabásio	PЄmh	Gnaisses granodioríticos e migmatitos homogeneos	FI -	Falha do Itariri
PЄY_1	Granitos potássicos	PЄq	Quartzitos		
PЄam	Metassedimentos-silticos argilosos filitos	PЄmb	Metabásicas		

0 1 2
Km

SECÇÃO GEOLÓGICA EF.

Instituto de Geociencias
BIBLIOTECA
T594
U.S.P.
T
E32
Mia
ed.3



LEGENDA

Xistosidade $Sc_0 // Sc_1$

AL — Aluvião

Dique de diabásio

PЄγ1 — Granito potássico

PЄam — Metassedimentos - silticos argilosos filitos

PЄmq — Gnaisses e migmatitos heterogeneos

PЄmh — Migmatitos homogeneos e gnaisses granodioríticos

FC - Falha do Cubatão

FI - Falha do Itariri

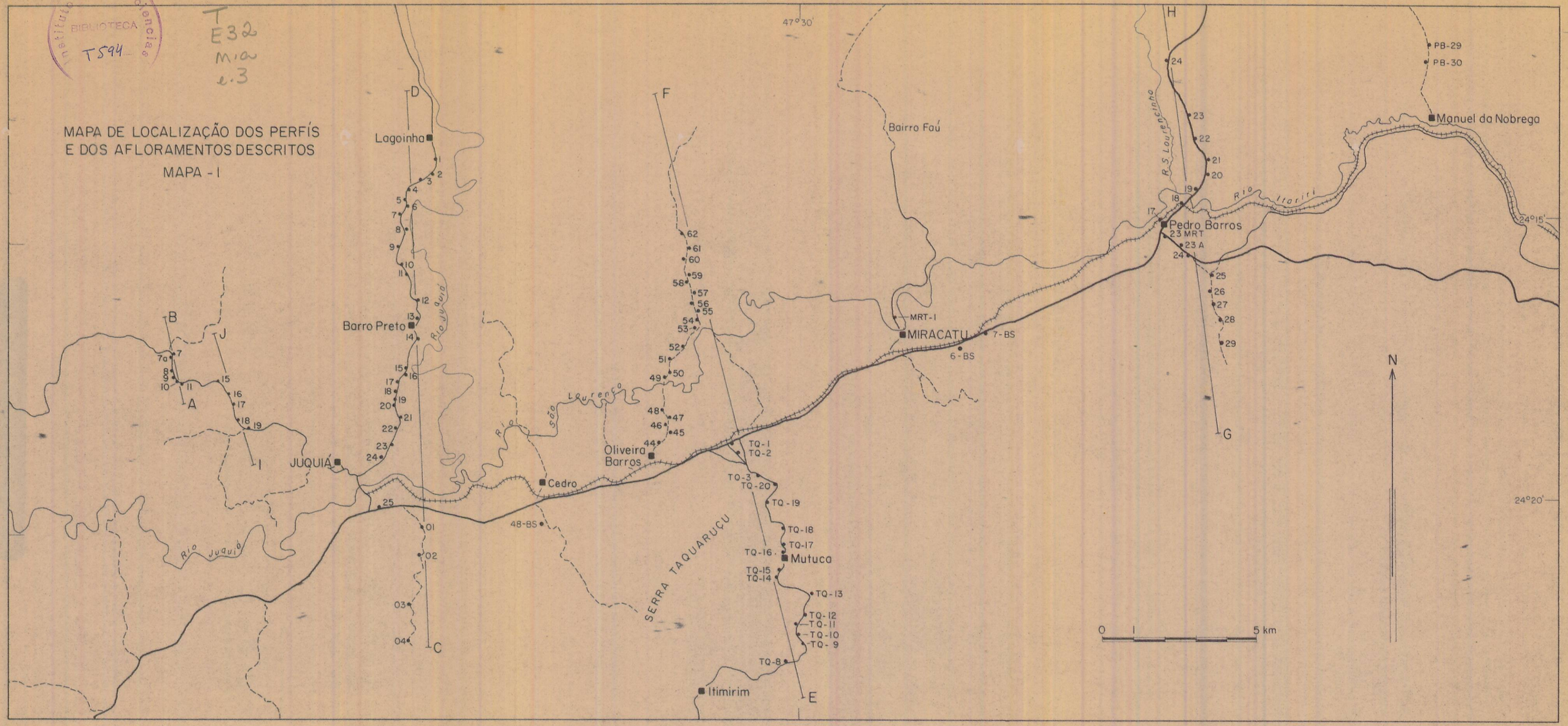
0 500 1000
m

SECÇÃO GEOLÓGICA G-H

T
E32
mia
d.3

Instituto de Geociencias
BIBLIOTECA
T594

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T594
T
E32
Mia
e.3



MAPA GEOLÓGICO DOS ARREDORES DE PEDRO BARROS, MIRACATU E JUQUIÁ

LEGENDA

- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato inferido
- Falha transcorrente, envolvendo termos cataclásticos, com sentido de movimento conhecido
- Fratura
- Foliação e/ou xistosidade $S_1 // S_0$
- Foliação e/ou xistosidade S_2
- Foliação e/ou xistosidade S_3
- Eixo de dobra da segunda fase
- Lineação (com direção e mergulho)
- Direção e mergulho de sistemas de juntas
- Direção e mergulho de planos axiais de dobras da segunda fase
- Sistema de fraturas verticais
- Cidade
- Hidrografia
- Rodovia federal BR-116
- Estrada sem pavimentação
- Ferrovia

N

QUATERNÁRIO

- Aluviões em geral

MESOZÓICO

INTRUSIVAS BÁSICAS

- Diques básicos

PRÉ - CAMBRIANO SUPERIOR - CAMBRIANO

ROCHAS CATACLÁSTICAS

- Milonitos, blastomilonitos

ROCHAS GRANÍTICAS E AFINS

- PEγ1 — Rochas graníticas

PRÉ - CAMBRIANO SUPERIOR

GRUPO AÇUNGUI

- PEam — Metassedimentos siltico-argilosos, filitos, quartzitos e mica-xistos
- PEaa — Associação de rochas metabásicas, calco-silicáticas, mica-xistos e granitóides
- PEax — Biotita, sericita, quartzo, [illegible] nos cavitá[illegible] biotita, muscovita, etc.

PRÉ - CAMBRIANO MÉDIO - PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

COMPLEXO GNAÍSSICO - MIGMATÍTICO

- PEmq — Biotita, silimanita, cordierita, gnaisses, biotita gnaisses e migmatitos
- PEmb — Rochas metabásicas
- PEq — Quartzitos
- PEmm — Migmatitos homogêneos e heterogêneos de estruturas diversas
- PEmh — Gnaisses e migmatitos homogêneos de composição granodiorítica

ROCHAS FÁCIES GRANULITO

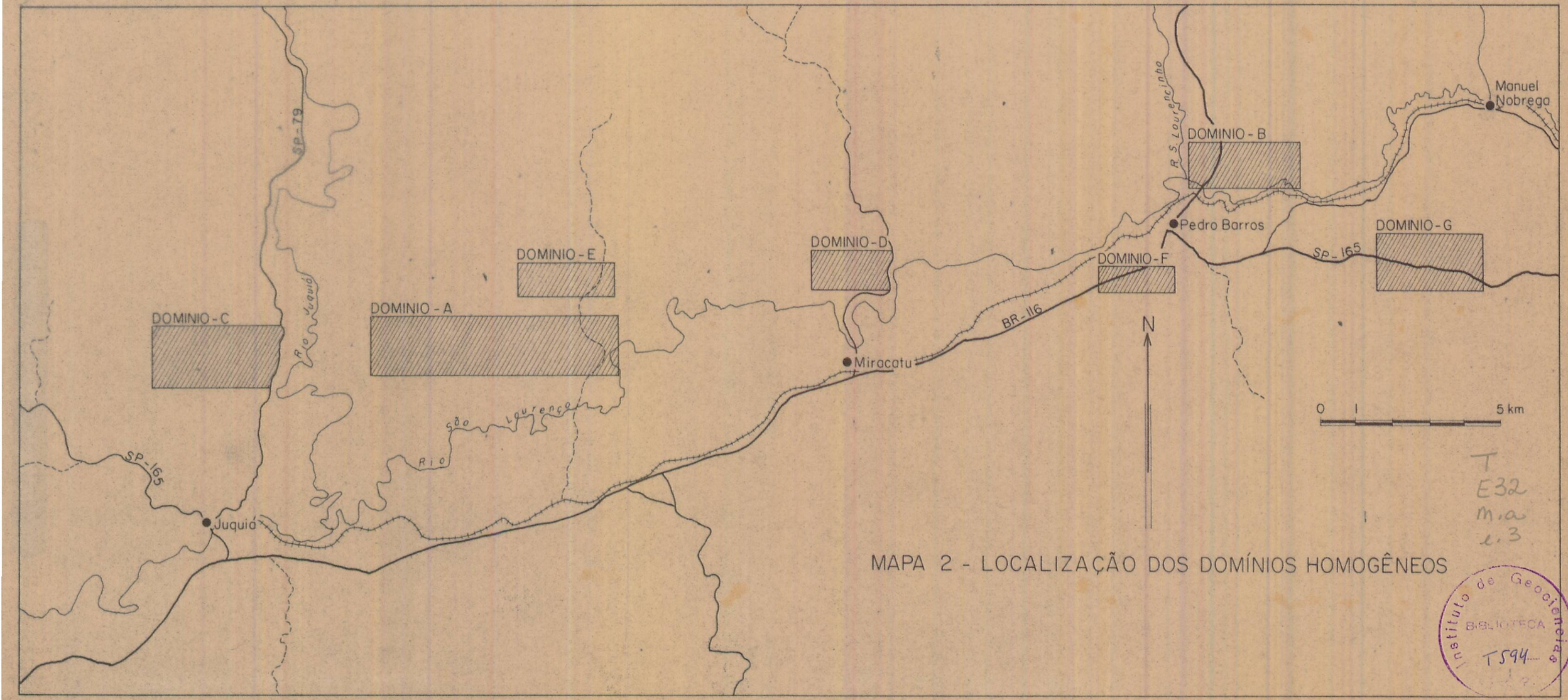
- PEmch — Granulitos charnokíticos, kinsigitos, migmatitos básicos

ESCALA

0 — 4 km

Elaborado por: MARCOS EGYDIO DA SILVA - 1981

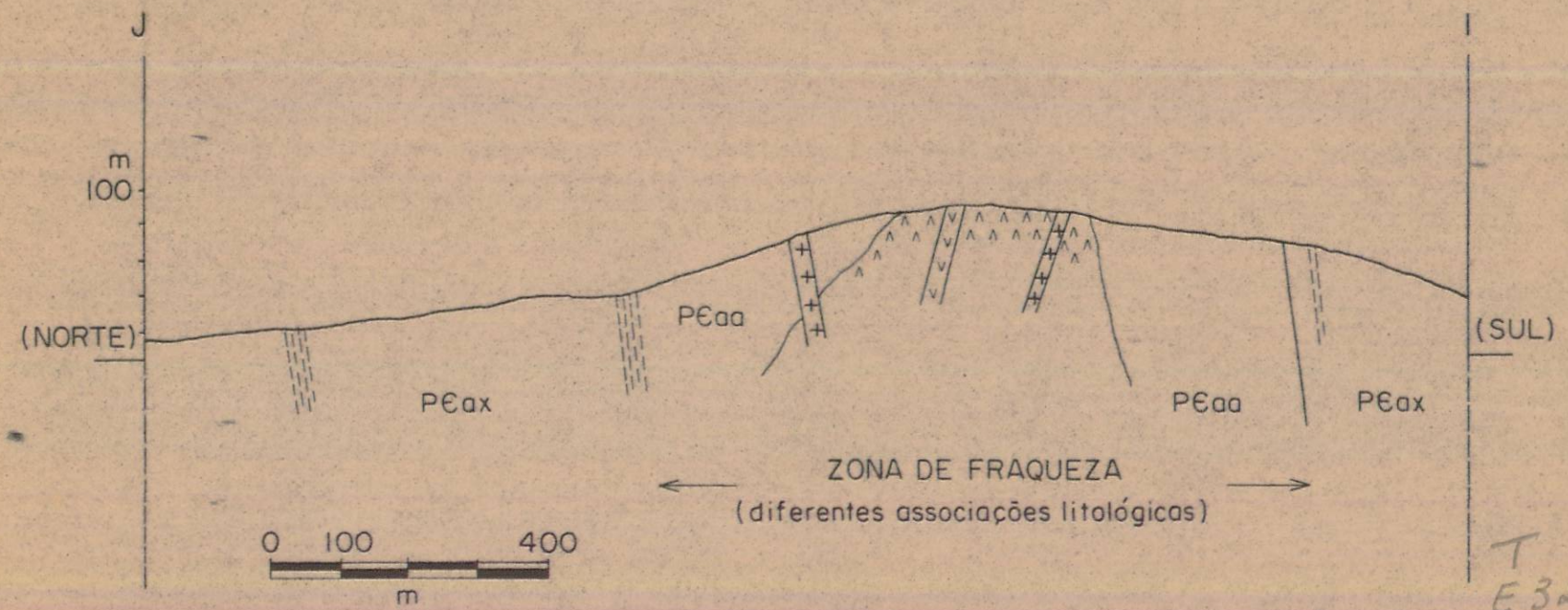
Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
1594
U.S.P.
T
E32
m.a
2.3



MAPA 2 - LOCALIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS

T
E32
m.a
e.3

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T594



LEGENDA

	Xistosidade $Sc_0 // Sc_1$		R. metabásica	P€ax	Quartzo-mica-xisto
	Diques de diabásio	P€aa	R. calco silicática		Pegmatitos

SECÇÃO GEOLÓGICA IJ

(de parte da rodovia Sete Barras - Juquiá, caracterizando uma zona de diferentes associações litológicas)

T
E32
m.a
e.3

Instituto de Geoc
BIBLIOTECA
T594