UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005308

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL
DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DO GRUPO
SÃO ROQUE - NA REGIÃO DE PIRAPORA DO BOM JESUS-
ESTADO DE SÃO PAULO

Magda Bergmann

Orientador: Prof. Dr. Georg R. Sadowski

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

Presidente:

Dr. Georg R. Sadowski

Examinadores:

Dr. Celso Dal Ré Carneiro

Dr. Armando M. Coimbra

ass.

[Handwritten signatures]
Ass. *[Signature]*
Ass. *[Signature]*

São Paulo
1988

ÍNDICE GERAL

página

RESUMO	
ABSTRACT	
AGRADECIMENTOS	

CAPÍTULO I

1. Introdução e objetivos	1
2. Localização, acesso e características físicas da área estudada	3
3. Materiais utilizados, metodologia e sequência dos trabalhos	6

CAPÍTULO II

1. Trabalhos anteriores	11
1.1. Trabalhos pioneiros e origem do nome Grupo São Roque	11
1.2. Trabalhos recentes	13
2. Contexto geológico regional	17
2.1. Situação geográfica e geotectônica	17

CAPÍTULO III - LITOESTRATIGRAFIA

1. Justificativa para a proposta de unidades litoestratigráficas	19
2. A compreensão da litoestratigrafia e da geologia estrutural	24

	página
3. Proposta de unidades litoestratigráficas	26
3.1. Critérios para definição e subdivisão das unidades	26
3.2. Quadro geral das unidades litoestratigráficas e suas relações	27
3.3. Descrição das unidades litoestratigráficas	28
3.3.1. Formação Pirapora	28
3.3.3.1. Dimensões, forma e distribuição.	28
3.3.1.2. Estratótipo e secções de referência	28
3.3.1.3. Caracterização litológica e petrográfica	34
3.3.1.4. Limites	45
3.3.1.5. Correlação com outras unidades .	46
3.3.2. Formação Estrada dos Romeiros	48
3.3.2.1. Dimensões, forma e distribuição.	48
3.3.2.2. Estratótipo e secções de referência	49
3.3.2.3. Caracterização litológica e petrográfica	53
3.3.2.4. Limites	59
3.3.2.5. Correlação com outras unidades .	59
3.3.3. Formação Boturuna	61
3.3.3.1. Dimensões, forma e distribuição.	61
3.3.3.2. Estratótipo e secções de referência	62
3.3.3.3. Caracterização litológica e petrográfica	65

	<u>página</u>
3.3.3.4. Limites	74
3.3.3.5. Correlação com outras unidades .	74
3.3.4. Suite granítica Cantareira	76
3.3.5. Unidade dos blastomilonito-gnaisses	78
3.3.6. Sedimentos Terciário-Quaternários	79

CAPÍTULO IV - ESTRUTURAS PRIMÁRIAS PRESERVADAS

1. Estruturas sedimentares	81
1.1. Acamamento	81
1.1.1. Acamamento por variação textural e composicional	81
1.1.2. Acamamento gradacional	83
1.1.3. Estratificação cruzada	84
1.1.4. Acamamento ondulado	86
1.1.5. Acamamento lenticular	87
1.1.6. Acamamento "flaser"	87
1.1.7. Laminação ondulada "climbing"	88
1.1.8. Marcas onduladas	88
1.2. Estruturas devidas a deformações penecontemporâneas	91
1.2.1. Laminação convoluta	91
1.3. Estromatólitos	93
1.3.1. Bioherma da Pedreira Lolli	94
1.3.2. Ocorrência da Pedreira COSIPA	95

2. Estruturas Ígneas e prováveis estruturas piroclásticas	96
2.1. "Pillow-lavas"	96
2.2. Acamamento em rochas Ígneas	99
2.3. Acamamento em prováveis rochas piroclásticas ...	100
3. Sobre a preservação e deformação de estruturas primárias	101

CAPÍTULO V - Análise e correlação estruturais

1. Critérios de correlação estrutural	104
2. Descrição dos elementos estruturais associados ao dobramento	106
2.1. Elementos estruturais sin-metamórficos	106
2.1.1. Foliação S_1	106
2.1.2. Foliação S_2	106
2.1.3. Lineação L_2	111
2.2. Elementos estruturais tardios ao metamorfismo ..	112
2.2.1. Clivagem de crenulação S_3	112
2.2.2. Lineação L_3	112
2.3. Elementos estruturais pós-metamórficos	113
2.3.1. Clivagens de crenulação tardias	113
2.3.2. Lineações tardias	113
2.3.3. Foliações cataclásticas e miloníticas ...	114
2.3.4. Lineação de estiramento mineral	114
3. Compartimentação estrutural	115
3.1. Estrutura regional	115

	<u>página</u>
3.2. Estruturação por domínios estruturais	115
3.2.1. Domínio A - Extrado do flanco S do Sincli nório de Pirapora	116
3.2.2. Domínio B - Intrado do flanco S do Sincli nório de Pirapora	118
3.2.3. Domínio C - Extrado da zona de charneira do Sinclinório de Pirapora	120
3.2.4. Domínio D - Intrado da zona de charneira do Sinclinório de Pirapora	123
3.2.5. Domínio E - Extrado do flanco N do Sincli nório de Pirapora	123
3.2.6. Domínio F - Intrado do flanco N do Sincli nório de Pirapora	125
3.2.7. Domínio G - Intrado do flanco S do Sincli nório de Pirapora	128
4. Falhas	129
5. Conclusões	133

CAPÍTULO VI - AMBIENTES GEOLÓGICOS

1. Introdução	135
2. Formação Pirapora	137
3. Formação Estrada dos Romeiros	140
4. Formação Boturuna	143
5. Considerações sobre ambiente e evolução geotectônica.	148

CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES	152
---------------------------------	-----

BIBLIOGRAFIA	156
--------------------	-----

ILUSTRAÇÕES:

Este volume contém:

- . 39 figuras montadas em sequência e intercaladas no texto. As figuras 11 a 19 e 25 a 26 são cópias xerox de amostras cortadas.
- . 6 fotografias montadas no final do texto.
- . 2 Anexos: Anexo I - Mapa de Pontos.
Anexo II - Mapa Geológico.

RESUMO

Mapeamento geológico em escala 1:25.000 foi desenvolvido na região de Pirapora do Bom Jesus, São Paulo, na sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque de idade do Proterozóico Inferior a Médio.

O Grupo São Roque ocorre na região mapeada em uma grande estrutura sinclinal (Sinclínório de Pirapora) que compreende rochas metamórficas do fácies xisto verde.

Através do levantamento de perfis estruturais de detalhe, com o emprego de estruturas geopetâlicas, foi efetuado o em pilhamento dos litotipos da sequência, e são propostas três unidades litoestratigráficas formais:

- . Formação Pirapora, basal ao Grupo São Roque, representada por uma pilha de rochas metavulcânicas e sub-vulcânicas de caráter básico toleítico e rochas piroclásticas su subordinadas, com um Membro Carbonático a calciofilitos e metadolomitos a estromatólitos; a Formação Estrada dos Romeiros, estratigraficamente superior, e em contato transicional, com um Membro Arenoso na base e um Membro Pelí tico no topo, e a Formação Boturuna, em contato brusco a transicional com o topo da formação precedente, comportando dois membros vulcânicos e dois membros arenosos. São apresentados estratotipos com espessuras aproximadas, caracteres litológicos e correlações com outras unidades do Grupo São Roque, referidas pela bibliografia.

As relações entre as unidades litoestratigráficas, suas ca racterísticas litológicas e a distribuição das estruturas primárias torna possível considerações sobre a paleogeografia e o ambiente de deposição de sequência São Roque, aqui associado a calhas rasas, do tipo "rift" intracontinental, com atividade vulcânica proeminente nos primeiros estágios de sua evolução. A ocorrência de centros eruptivos do tipo vulcão é sugerida pela disposição de recifes carbonáticos,

alguns a estromatólitos, circundando corpos metabasíticos estratificados de geometria oval.

São identificados na área do Sinclinório de Pirapora, cinco fases de dobramentos superimpostas, três delas sin a tardi-metamórficas e duas pós-metamórficas.

Uma articulação de dobras anticlinais recumbentes da segunda fase controla a geometria dos contatos entre as unidades litoestratigráficas, gerando intensa repetição aparente das mesmas. O posicionamento dos estratos, em flanco normal, charneira, ou flanco inverso destas estruturas, modifica a qualidade da foliação S_2 , e sua relação com o acamamento e a foliação S_1 .

A terceira fase de dobramentos é tardia ao metamorfismo, com dobramentos quase holomórficos a traços axiais e eixos orientados de E a W com mergulhos para NE e para W, e desenvolve clivagem plano axial espaçada. Duas fases pós-metamórficas, a fase do Sinclinório de Pirapora, com eixo mergulhante a N60-70E, e outra fase tardia em torno de NS-NNW, não são hierarquizadas.

ABSTRACT

Geological mapping of the Pirapora Synclinorium on a scale of 1:25.000, in the region of Pirapora do Bom Jesus (eastern State of Sao Paulo, Brazil), together with data obtained from geopotential indicators and regional structural profiling, has led to formal subdivision of the Sao Roque Group.

This group consists of a Lower to Middle Proterozoic volcanic sedimentary sequence locally exhibiting greenschist facies metamorphism. Three formal lithostratigraphic units are here proposed, from the base to the top, as follows:

- . The Pirapora Formation is a basic volcanic to subvolcanic pile of tholeiitic character with subordinate pyroclastic rocks and a Carbonate Member characterized by calciphyllites and stromatolite-bearing dolostones. The Estrada dos Romeiros Formation, gradationally above the Pirapora Fm., is represented by a basal Sandy Member, and capped by a Pelitic Member. The Boturuna Formation, exhibiting transitional to abrupt contacts with the underlying Estrada dos Romeiros Fm., is made up of two volcanic members and two sandy members. For each of these formations, stratotypes, lithologic characteristics and correlation with other stratigraphic units of the Sao Roque Group are presented.

The relationships observed among these lithostratigraphic units, their lithologies and the distribution of structures suggest that the deposition of the Sao Roque sequence was associated with narrow, shallow, intracontinental rift basins, with volcanic activity prominent in the early stages. The occurrence of eruptive centers (probably volcanoes) is evidenced by the association of oval-shaped stratified metabasites with stromatolitic fringe reef and unstable slope deposits.

Five phases of folding have been identified in the area of the Pirapora Synclinorium. The first and second were linked to metamorphic phenomena, the third was late metamorphic and the latest two postmetamorphic.

Second-phase recumbent anticlinal folding has lead to the repetition of lithostratigraphic units where as third-fase folding resulted in nearly holomorphic folds with E-ENE and W plunging hinges. This fase also generated a spaced axial plane cleavage. Regarding the two postmetamorphic phases of folding, one, with N60-70E plunging axes, was related to the formation of the Pirapora synform while the other, trending NS-NNW, could not be structurally correlated.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas dedicaram apoio e colaboração a este estudo, e a elas quero expressar meu reconhecimento.

Ao prof. Georg Robert Sadowski pela orientação do trabalho e pelo incentivo.

Ao prof. Mário Campos Neto pelo acompanhamento constante e profícuo.

O prof. Thomas R. Farichild, companheiro de várias jornadas de campo, orientou a preparação de amostras e descrição de estruturas estromatolíticas. Ao Thomas devo ainda as excelentes fotos de estromatólitos.

Com os colegas Célia R. de Gouveia Souza, prof. Ivo Karmann, prof.^a Lúcia Maria Fantinel e com o prof. Rodi Ávila Medeiros, tive oportunidade de estabelecer discussões proveitosas nas áreas de estratigrafia e paleoambiente.

Aos colegas Mônica Mazzini Perrotta e Antonio Carlos B. C. de Vasconcelos, sou grata pela acolhida e pela útil discussão de temas de geologia estrutural. Mônica ainda colaborou no tratamento de dados estruturais e deu ajuda inestimável na revisão e montagem final da monografia, bem como o fez a colega Amélia Fernandes.

Ao geólogo Caetano Juliani, devo críticas e sugestões que muito acrescentaram ao estudo, além do auxílio na montagem do texto.

Todo o trabalho de integração de dados geológicos teria sido impossível sem a boa vontade e a disposição dos geólogos Celso Dal Rê Carneiro e Carlos Alberto Bistrichi, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., que foram incansáveis, concedendo atenção a este trabalho através de discussões e de cessão do material para as bases planimétricas e para a integração.

Aos então graduandos do curso de Geologia: Mário Mansur, Eurélio Toso Junior e Angelo Villela Vasconi, agradeço o apoio

na confecção do mapa geológico. Ainda ao Mário, agradeço de modo especial a companhia, o questionamento e o incentivo que me concedeu na parte mais árdua dos trabalhos de campo.

Nas atividades de apoio que me dispensaram os colegas funcionários do IG-USP, destaca-se o trabalho de Cláudio Hopp, Anália Felipp, Valdir José Isaias e Luis Cláudio Nogueira, na confecção de lâminas delgadas de excelente qualidade, a partir de material com frequência inqualificável.

A Rodrigo Juan M. Vascon e à Sra. Itaci Kroehne, agradeço pelo desenho dos mapas e a Reinaldo Castelon Peña pelas demais ilustrações.

A reprodução das fotografias e a foto das marcas de ondas, efetuada em estúdio, são creditadas a Jaime de Souza Marcos.

Nas pessoas da então chefe da Biblioteca do IG-USP, Dona Ruth Martins dos Santos e de Maristela Prestes Severino, fica registrado o agradecimento a todos os colegas da Biblioteca pelo atendimento solícito.

Ainda na pessoa do Sr. Jaime Alves da Silva, chefe do Setor Gráfico do IG-USP, estendo o meu reconhecimento ao trabalho dos colegas da Gráfica e da Xerox, pela montagem e reprodução desta monografia. Em especial, Sonia G.C.Vieira, operando a xerox com paciência e habilidade, obteve a qualidade necessária nas reproduções de amostras cortadas.

Ao Sr. Durval José de Oliveira, chefe do Setor de Transporte deste Instituto, e a Everaldo Vieira Silva agradeço o atendimento em inúmeras ocasiões.

A Sra. Benedita Stella Costa Jacinto efetuou a datilografia e o projeto estético do trabalho.

Finalmente, mas nunca em último, ao Agenor Pereira de Souza o meu muito obrigado, por tudo o que representa a sua amizade.

A FAPESP financiou a parte inicial dos trabalhos, através do processo nº 801933-5.

A autora.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo a caracterização litoestratigráfica e estrutural de uma parte representativa da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque, na porção Centro-S da folha de Santana do Parnaíba (escala 1:50.000) e em parte da Folha Cabreúva, na mesma escala.

O Grupo São Roque, de maneira ampla, representa a evolução de uma faixa supracrustal no Proterozóico Inferior e Médio, razoavelmente documentada, e que conta com a cobertura de mapeamentos geológicos em boa parte de sua área.

A ocorrência de estruturas sedimentares e organogênicas primárias, indicadoras da polaridade de camadas (e.g., estratificação cruzada, acamamento gradacional, estruturas convolutas, estruturas estromatolíticas); bem como a preservação textural e estrutural que apresentam muitas rochas vulcanogênicas (metabasaltos amigdalóides, "pillow lavas" basálticas) têm sido descritas apenas recentemente (Figueiredo et al., 1982; Carneiro, 1983; Bergmann e Fairchild, 1985) e propiciam a reconstituição do empilhamento original da sequência.

O reconhecimento dos litofácies e seus arranjos, através da composição das rochas e da distribuição das estruturas primárias, autoriza considerações sobre a paleogeografia e os ambientes de deposição da Bacia São Roque, uma vez entendidos e caracterizados os padrões de deformação a que foram submetidas as rochas da sequência.

A proposição de unidades litoestratigráficas formais é tentativa, pois segundo o que se depreende da análise estrutural, a geometria dos contatos internos e externos às unidades é complexa, ocorrendo tendência à repetição das

mesmas, e a obliteração de partes significativas das colunas, conforme a posição dos pacotes rochosos em dobras recumbentes. Não obstante são descritas as unidades e de finidos estrat^otipos , e são feitas considerações quanto à espessura relativa dos conjuntos de camadas.

Para obtenção do mapa geológico apresentado, em escala 1:25.000, foram compilados os afloramentos descritos por Bistrichi (1982).

2. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA ESTUDADA

A área estudada abrange a porção centro-SW da Folha Santana do Parnaíba (SF-23-Y-C-III-3), e pequena parte a SE da Folha Cabreúva (SF-23-Y-C-II-4), ambas em escala 1 : 50.000, localizadas na porção SE do Estado de São Paulo (fig. 1).

A área é compreendida por um polígono irregular (fig.2), limitado pelos paralelos $23^{\circ}20'48''S$ e $23^{\circ}27'42''S$ e pelos meridianos $46^{\circ}51'30''W$ e $47^{\circ}2'30''W$, e contém as cidades de Santana do Parnaíba e Pirapora do Bom Jesus, e as localidades de Jaguari, Polvilho, Vau Novo, Ponunduva, Cocho de Água, Vila Lolli, Lavras, Duas Pontes, Missê e Várzea do Souza.

O acesso à região é facilitado pela Rodovia Castelo Branco (SP-280), a partir da qual atinge-se Pirapora do Bom Jesus através de estrada encascalhada, em boas condições de tráfego, ou Santana do Parnaíba, e daí Pirapora do Bom Jesus por via asfaltada, a Estrada dos Romeiros (SP-312).

Através da Rodovia Anhanguera (SP-330) tem-se acesso à localidade de Polvilho.

Diversas vias secundárias permitem o trânsito por quase toda a extensão da área trabalhada, embora seja comum o seu impedimento em épocas chuvosas. As regiões do Morro do Vacanga e do Jaguari são as que representam maior dificuldade de acesso.

O Rio Tietê e as represas por ele originadas à N de Santana do Parnaíba (Reservatório de Pirapora) e a W de Pirapora do Bom Jesus (Represa do Rasgão) constituem-se na rede de drenagem principal. Os cursos de água tributários são pouco expressivos, com exceção do rio Juqueri, em parte também represado no Reservatório de Pirapora.

Fig. 1 - Mapa de situação.

Fig. 2 - Mapa de localização
(adaptado de Carneiro, 1983).

A densidade de drenagem é média, predominando nas drenagens principais e secundárias os vales do tipo aberto, simétricos, com canais pluviais retos a poucos sinuosos, de dimensões curtas. A tropia da drenagem é unidirecional para os canais maiores, correspondendo à direção geral das camadas metavulcânicas e metassedimentares, de E para W. Os canais secundários e parte dos principais têm orientação sinuosa em torno de N-S.

As formas de relevo são características para as diferentes litologias, mas o padrão geral é o de uma textura de relevo bandada, com tropia unidirecional (E-W, localmente NE), refletindo a estratificação e o "trend" estrutural da segunda fase de dobramentos.

Predominam morros e morrotes alinhados em espigões, com altitudes médias em torno de 750-800m, destacando-se os espigões quartzíticos da Serra do Voturuna (1200m) e do morro Jaguacoara (1000m).

As principais atividades econômicas da região envolvem a mineração de materiais para a construção civil e de uso industrial (quartzito, filito, calcário dolomítico, brita granítica e argilas), onde se destacam as indústrias de cal Matarazzo em Vau Novo, a pedreira COSIPA em Pirapora do Bom Jesus e a mineradora Lolli na vila do mesmo nome.

A atividade industrial é diversificada, de porte pequeno a médio, contando com indústrias de papel, frigoríficos e processadoras de adubo.

A agropecuária é de caráter restrito a algumas granjas e fazendas, sendo a parte N da área dominada por reflorestamento de eucalipto.

3. MATERIAIS UTILIZADOS E METODOLOGIA E SEQUÊNCIA DOS TRABALHOS

3.1. MATERIAIS UTILIZADOS

Foram utilizados mapas topográficos e fotografias aéreas, como documentos básicos para a plotagem e compilação dos dados geológicos coletados em campo.

Os mapas topográficos em escala 1:50.000 das folhas Santana do Parnaíba (SF-23-Y-C-III-3) e Cabreúva (SF-23-Y-C-II-4), elaborados pelo IGG em 1971 e 1974, forneceram a base para os mapas de situação.

A montagem e redução fotográfica em cronaflex, das folhas plani-altimétricas do GEGRAN-SEPLAN de 1975, de escala 1:10.000 para 1:25.000, efetuada e cedida pelo IPT, constituiu-se na base plani-altimétrica para os mapas apresentados.

As folhas 1:10.000 envolvidas na montagem são listadas a baixo:

SF-23-Y-C-II-4-SE-B
4-SE-C
SF-23-Y-C-III-3-50-A
3-50-B
3-50-C
3-50-D

As fotografias aéreas utilizadas para a foto-interpretção preliminar e para o fechamento do mapa geológico compreenderam parte do conjunto de fotos em escala 1:35.000 pertencente à EMPLASA (1978-1981), conforme relacionado abaixo:

Faixa 05 - Fotos 0503 a 0513
Faixa 08 - Fotos 0804 a 0812
Faixa 28 - Fotos 3673 e 3674

3.2. METODOLOGIA E SEQUÊNCIA DOS TRABALHOS

3.2.1. FASE PRELIMINAR DE ESCRITÓRIO E DE CAMPO

Os trabalhos foram iniciados no primeiro semestre do ano de 1983, na primeira fase compreendendo o levantamento bibliográfico, onde foram compiladas as publicações e mapas geológicos referentes ao Grupo São Roque. Foram separados os trabalhos de interesse histórico, tendo-se centrado a atenção sobre as publicações mais recentes com enfoque estratigráfico-estrutural.

A análise das fotografias aéreas gerou um mapa preliminar de foto-interpretação, que complementado com o estudo dos mapas geológicos já disponíveis para a área, contribuiu para a seleção dos perfis litoestratigráficos e estruturais.

A primeira etapa dos trabalhos de campo procurou realizar 3 perfis litoestratigráficos contínuos, espaçados de maneira a cortar a área em toda a sua extensão, levando ao conhecimento do estilo estrutural e da distribuição das litologias em grandes traços, e situando os principais problemas e questões envolvidos com o reconhecimento das unidades litoestratigráficas. O levantamento dos perfis consistiu na observação dos afloramentos de maneira contínua, quando a exposição o permitia, sendo efetuada a descrição de todas as litologias observadas, da relação entre elas, e da sua persistência vertical e lateral, com cálculos de espessuras. Os dados estruturais foram coletados conjuntamente, com a descrição e medida de superfícies de clivagem e xistosidade, lineações, eixos de dobras, fraturas e falhas. A descrição das estruturas foi complementada por desenhos e fotografias, e os perfis foram sendo desenhados no campo, à medida da sua progressão.

3.2.2. FASE DE COMPLEMENTAÇÃO DOS PERFIS E MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Com o prosseguimento das visitas ao campo, os perfis foram planejados para cobrir progressivamente áreas vizinhas, definindo e acompanhando a extensão lateral das unidades litoestratigráficas. O agrupamento dos conjuntos litológicos nestas unidades passou por várias revisões, a medida em que a compreensão da estrutura e da geologia da área como um todo foi evoluindo.

A confecção de lâminas petrográficas e a sua descrição preliminar, facilitaram a correlação entre diferentes litologias. Nesta fase foram executados a maior parte dos perfis, e ao fim dela já se contava com o acúmulo da maior parte dos dados e informações manejados no trabalho.

3.2.3. FASE DE TRATAMENTO DE DADOS E MONTAGEM DA LITOESTRATIGRAFIA

Nesta fase foram encaminhadas para petrografia a maior parte das amostras que necessitavam deste complemento, usando-se o método descrito por Parisot et al. (1985) para impregnação de rochas alteradas. A impregnação facilitou a observação dos detalhes de superfícies de clivagem e suas relações com pequenas dobras em metapelitos, rochas usualmente muito alteradas.

As amostras de estromatólitos menos deformadas, e de dimensões compatíveis, foram reconstituídas pelo método de Preiss (1976), obtendo-se uma idéia do tamanho e do comportamento das colunas em 3ª dimensão.

Os dados estruturais referentes a medidas de superfícies, de xistosidades, clivagens, lineações e eixos de dobras, foram lançados em diagramas Schmidt-Lambert e Wulff, e trabalhados com discriminação para diferentes locais, à medida

em que os domínios estruturais foram sendo determinados, de acordo com o proposto por Turner e Weiss (1963), Hobbs et al. (1976) e Ramsay (1967).

O lançamento das litologias e dados estruturais nas bases planimétricas 1:25.000 nesta fase, permitiu um esboço do mapa geológico final e da distribuição das unidades litoestratigráficas.

3.2.4. FASE DE REVISÃO E DETALHAMENTO

A revisão e detalhamento dos trabalhos de campo teve por objetivo principal as ocorrências de estromatólitos das pedreiras COSIPA e Lolli, e a resolução de questões relativas à compreensão da geologia estrutural.

Nesta fase foram realizados vários perfis menores que detalharam o empilhamento estratigráfico, e visaram o reconhecimento de estruturas primárias onde as mesmas ainda não tinham sido observadas. Esta procura revelou-se pertinente, pois a observação acumulada nas fases anteriores tornou mais fácil o reconhecimento de estruturas primárias deformadas e a correlação em perfis onde as condições de descontinuidade e alteração das rochas geraram dúvidas no início dos trabalhos.

A fase de revisão compreendeu ainda várias visitas esparsas a afloramentos e ocorrências de estromatólitos, com turmas de pós-graduação do Instituto de Geociências da USP, com geólogos do IPT que trabalharam na área, e com especialistas na área de geologia sedimentar, visando discutir e ampliar o reconhecimento de estruturas tectônicas e de estruturas sedimentares problemáticas.

3.2.5. DESENHO DO MAPA GEOLÓGICO E DEFINIÇÃO DAS COLUNAS LITO-ESTRATIGRÁFICAS

Para o desenho final do mapa geológico utilizou-se a compilação dos dados de mapeamentos anteriores. Foram estudadas as fichas de afloramento e em alguns casos lâminas petrográficas do trabalho realizado por Bistrichi (1982).

Através da discussão com o autor, foram feitas as adequações dos conceitos utilizados na coleta de dados estruturais e litológicos. Isto permitiu o fechamento do mapa na escala 1:25.000, uma vez que os perfis litoestratigráficos não permitiam o fechamento de mapa nesta escala na parte NE e SW da área mapeada.

A definição das colunas litoestratigráficas observou, além das repetições estratigráficas obtidas nos perfis, a regularidade da disposição dos litossomas, sua mapeabilidade em escala 1:25.000 e a grande coerência com a integração das informações compiladas.

CAPÍTULO II

1. TRABALHOS ANTERIORES E CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

1.1. TRABALHOS PIONEIROS E ORIGEM DO NOME GRUPO SÃO ROQUE

A primeira referência de conotação estratigráfica à unidade hoje conhecida como "Grupo São Roque" deve-se à Moraes Rêgo (1930), que introduziu o termo "Série de São Roque", em alusão ao termo original de Gonzaga de Campos, de 1923, "Camadas de São Roque", para designar as rochas metamórficas de baixo grau do Estado de São Paulo, diferenciando-as do "Complexo Cristalino".

Moraes Rêgo (1933) faz referências à petrografia, deformação e metamorfismo destas rochas, definindo sua área de ocorrência aproximadamente como a atual, exceto por não mencionar as regiões de Guarulhos, Serra do Itabera-ba e Atibaia, e por incluir o Vale do Ribeira, da região de Apiaí até o mar.

Anteriormente, contava-se apenas com breves referências à geologia desta faixa, resultantes de trabalhos pioneiros de reconhecimento geológico, como as viagens dos irmãos Andradas, em 1805 e em 1820, do Barão Von Eschwege, por volta de 1830 e dos levantamentos da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, criada em 1886.

O primeiro mapa geológico do Estado de São Paulo, realizado por esta comissão em 1930, cartografa indiferenciadamente as rochas metamórficas.

Não obstante isto, grande parte da área hoje conhecida como de ocorrência do Grupo São Roque, foi sítio de produção aurífera intermitente, a partir do 1º terço do século XVI.

Calógeras (1938) cita, com base na pesquisa de documentos históricos, entre as várias lavras de ouro em atividade no início do período colonial, as de "Voturuna", na "Vila de Parnahyba", Lagoas Velhas do Geraldo, em Guarulhos, "Byracoiaba" em Araçoiaba da Serra e Cahatiba, em Sorocaba.

Eram lavradas as "grupiaras" (depósitos de encosta), os "veios ou madres", aluviões constitutivos dos leitos de rios menores, e os "taboleiros", leitos e margens de rios maiores. Também se encontra referência à extração de ouro primário através da moagem de quartzo de veios e lentes em filitos.

Nas décadas seguintes ao trabalho de Moraes Rêgo (op. cit.), a "Série São Roque" foi objeto de trabalhos de cunho específico, como estudos mineralógicos e petrológicos descritivos, levantamentos de recursos minerais, e estudos tomando aspectos do metamorfismo em rochas calciossilicatadas. Os mapeamentos geológicos restringiram-se a áreas pequenas, como os de Coutinho (1955), Cordani et al. (1961) e Gomes (1962), no Pico do Jaraguá, e de Ellert (1964), em Mairiporã, exceção feita às folhas geológicas de Itu e Jundiaí, em escala 1:100.000, publicadas pelo IGG respectivamente em 1946 e 1954.

Como as rochas epimetamórficas do Parana tiveram sido anteriormente definidas por Derby (1878) como "Série Assunguy", alguns autores adotaram a princípio a denominação "Série São Roque-Açungui", enquanto que a maioria manteve o termo "Série São Roque" para a faixa de rochas a N e W da cidade de São Paulo, limitando a "Série Açungui" aos metassedimentos do sul paulista em continuidade com a faixa paranaense.

O mapa geológico do Estado de São Paulo de 1963, do IGG, introduziu a mudança à categoria de grupo, que passou a ser corrente nos trabalhos posteriores.

1.2. TRABALHOS RECENTES

Somente em 1964 iniciaram-se os mapeamentos geológicos abrangentes, bem como a abordagem estrutural do Grupo São Roque, com a definição de aspectos significativos de sua evolução, como as diferentes fases de formação de granitoides e a etapa final de grandes transcorrências.

Foi importante a contribuição de Hennies et al. (1967a), que, através do reconhecimento e mapeamento das falhas transcorrentes de Taxaquara e de Pirapora, introduz a idéia da descontinuidade física entre os metassedimentos São Roque e Açungui.

O artigo de Hasui et al. (1969) apresenta a primeira síntese do conhecimento geológico do grupo São Roque, à sua época. Assumindo a compartimentação de uma parte do Pré-Cambriano paulista em três unidades tectônicas, delimitadas pelos falhamentos transcorrentes de Taxaquara e de Jundiuvira, os autores definem o bloco São Roque, de posição intermediária aos blocos Cotia (sul da falha de Taxaquara) e Jundiá (norte da falha de Jundiuvira). São descritas brevemente as litologias, as estruturas e o metamorfismo do bloco São Roque, e são individualizados os principais corpos de granitos intrusivos na porção SW do Grupo São Roque, classificados como tardicinemáticos a tardi-pós-cinemáticos. Os mesmos pesquisadores atribuem idade Pré-Cambriana Superior ao São Roque, relatando a sua evolução ao Ciclo Brasileiro e reforçando a descontinuidade geográfica em relação ao Grupo Açungui.

A polêmica em torno da correlação Açungui/São Roque e da prioridade de um ou outro nome foi mantida nos anos subsequentes, tendo alguns pesquisadores indicado ou adotado o nome Açungui como prioritário (Coutinho, 1972; Cordani e Kawashita, 1971 e Hasui, 1973, entre outros).

O trabalho de Coutinho (op. cit.) "Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e Arredores" é o primeiro a discorrer

sistematicamente sobre aspectos petrográficos, petrológicos e estruturais de extensa área do Grupo São Roque, como parte do mapeamento geológico e compilação em escala 1:100.000 da região hoje conhecida como "Grande São Paulo".

O autor indica como mais apropriada a denominação exclusiva de "Grupo Açungui" aos metassedimentos, mas mantém os termos "São Roque" e "São Roque-Açungui".

Hasui (1973), em monografia onde apresenta mapas geológicos em escala 1:100.000 das folhas São Roque e Pilar do Sul, aponta para similaridades litológicas, geocronológicas e de metamorfismo e magmatismo entre os Grupos Açungui e São Roque, referindo as diferenças estruturais encontradas a estilos de dobramento diversos, que não determinariam unidades estratigráficas distintas, e adotando o nome Grupo Açungui, sem subdivisões, para os meta-morfitos das duas folhas.

Esta posição é revista pelo mesmo autor (Hasui, 1975), que estabeleceu eventos de deformação, magmatismo, metamorfismo e migmatização para o conjunto Paranapiacaba, que definiu como domínio do Grupo Açungui, ao sul da falha de Taxaquara, e para o conjunto São Roque.

Distinguindo no conjunto Paranapiacaba um "Complexo Ectinítico" e um "Complexo Migmatítico", que denominou respectivamente de Pilar e Embū. Hasui, embora reconhecendo similaridades litológicas, geocronológicas, metamórficas e magmáticas entre os dois grupos, conclui por uma 1ª fase de dobramentos recumbentes exclusiva do Grupo Açungui, diferenciando as histórias evolutivas dos dois grupos.

Hasui e Sadowski (1976), mantêm e ampliam este conceito, estendendo a compartimentação tectônica do Pré-Cambriano Paulista com base nos grandes falhamentos transcorrentes e tecendo considerações quanto a idade dos sistemas de falhamentos, relacionando-os à evolução do Ciclo Brasileiro, contando ainda com um acervo pouco numeroso de

dados geocronológicos (Cordani e Bittencourt, 1967; Cordani e Kawashita, 1971; Hasui e Hama, 1972).

Já os mapas de integração regional em escala 1:250.000, realizados pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, cartografam os Grupos Açungui e São Roque ora diferenciadamente (Algarte et al., 1974), ora considerando a unicidade e priorizando a denominação Grupo Açungui (Silva et al., 1977).

O trabalho de Hasui et al. (1976) é o primeiro a fazer considerações sobre a estratigrafia do Grupo São Roque, embora em grandes traços e sem definir com precisão seções-tipo. Da mesma maneira, os trabalhos de Coutinho et al. (1982) na Serra de Itaberaba, e de Campos Neto et al. (1983) na região de Igaratã, propõem compartimentações estratigráficas de pouco detalhe e restritas a termos locais, embora possam ser tomadas como propostas básicas para a litoestratigrafia do Grupo São Roque.

Juliani et al. (1986) desmembram do Grupo São Roque as sequências típicas da região da Serra de Itaberaba, propondo para elas a designação Grupo Serra do Itaberaba, de posição inferior ao Grupo São Roque.

Nos últimos anos presencia-se um grande desenvolvimento quantitativo e qualitativo no grau de conhecimento do Grupo São Roque.

O mapa geológico da Grande São Paulo em escala 1:100.000, elaborado por Coutinho (EMPLASA, 1980); o último mapa geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi et al., 1981) e os trabalhos de teses que comportam mapeamentos geológicos parciais do Grupo São Roque, como os de Bistrichi (1982), Carneiro (1983) e Santoro (1984), representam a sistematização dos mapeamentos de semidetalhe, sendo o trabalho de Carneiro (op. cit.) o que trouxe importante contribuição à análise estrutural e litoestratigráfica do Grupo São Roque.

Ainda vários trabalhos de mapeamento em escala 1:50.000

prosseguem nesta sistematização, como os de Dantas e Teixeira, e Almeida et al., nas folhas 1:50.000 de Guarulhos e Santana do Parnaíba - Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia (SICCT) - Programa PRÓ-MINÉRIO - 1984.

Dados geocronológicos recentes (Tassinari et al., 1985 e Van Schmus et al., 1986), aumentam significativamente a idade assumida até então para os metassedimentos São Roque, caracterizando na Bacia São Roque eventos de deposição do Proterozóico Inferior e eventos de evolução policíclica no Proterozóico Médio e Superior.

Como a contribuição mais recente, o trabalho de Lazzari (1987) detalha a petrografia e o quimismo de minerais e rochas do metabasito de Pirapora do Bom Jesus.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOTECTÔNICA

O Grupo São Roque constitui-se em uma cunha de rochas supra-crustais do fácies xistos verdes a anfibolito (Coutinho, 1972), de idade do Proterozóico Inferior com evolução polifásica relacionada ao Proterozóico Médio (Van Schmus et al., 1986) e ao Proterozóico Superior (Cordani e Kawashita, 1967; Hasui e Hama, 1972, Tassinari et al., 1985 e Van Schmus et al., 1986), compondo com o Grupo Açungui o Sistema de Dobramentos de Apiaí, da faixa de Dobramentos Ribeira (Almeida et al., 1973).

O Grupo Açungui (S.S., Estado de São Paulo) aflora em faixa contínua NE-SE, entre os paralelos 24 e 24°30'S, es tendendo-se ã S no Estado do Paraná. A cunha São Roque ocorre em área mais restrita, como uma faixa de inflexão NE entre as regiões de Monteiro Lobato, Santa Isabel e Guarulhos, que toma a direção E-W a partir da falha de Sertãozinho, a N da cidade de São Paulo e aflora continuamente até ser recoberta a W pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná.

Duas extensas zonas de falhamentos transcorrentes limitam a sequência São Roque a N e a S. As zonas de falha de Jundiuvira e de São Bento, a N, colocam os metamorfitos em contato com os terrenos da Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto, 1985), através das rochas gnáissicas e xistos migmatíticos do Complexo Piracaia. Ainda no limite N, não se exclui a possibilidade de correlacionar ã sequência São Roque os metassedimentos do fácies xistos verdes que ocorrem entre as falhas de Jundiuvira e do Buquira, na região de Piquete, e que afloram até o limite com o Estado de Minas Gerais (Fernandes, comunicação oral).

A SE e E são limites as falhas do rio Jaguari e de Monteiro Lobato, e a faixa blastomilonítica Santa Isabel -

Juiz de Fora (Campos Neto, 1985), com granitos porfiróides blastomiloníticos e paragneisses, anfibolitos e quartzitos blastomiloníticos.

A S a zona de falha de Taxaquara limita a sequência São Roque através de uma faixa de blastomilonitos, com o granito Piedade. Ainda a SW a falha de Taxaquara introduz a descontinuidade física entre os grupos São Roque e Açungui.

A Formação São Paulo (Terciário-Quaternário) e os aluviões do rio Tietê recobrem os metamorfitos respectivamente a SW de Guarulhos e ao longo do curso do rio Tietê.

As litologias do grupo São Roque compreendem metassedimentos psamíticos puros e impuros, metapelitos e rochas químicas e clasto-químicas, as últimas fazendo parte da associação vulcânica, que aflora como corpos estratificados com níveis de basaltos amigdalóides variolíticos, basaltos com "pillow-lavas", tufos e rochas hipo-abissais de caráter básico e intermediário.

CAPÍTULO III

LITOESTRATIGRAFIA

1. JUSTIFICATIVA PARA A PROPOSTA FORMAL DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Trabalhos recentes têm introduzido mudanças significativas na abordagem estratigráfica, estrutural e geocronológica do Grupo São Roque, e alguns deles (Coutinho, 1982; Carneiro, 1983; Campos Neto et al., 1983 e Juliani et al., 1986) reúnem parte das prerrogativas necessárias a propostas litoestratigráficas formais.

A primeira coluna estratigráfica para os metassedimentos São Roque encontra-se no artigo de Hasui et al. (1976), que em trabalho realizado nas regiões do "Sinclinal de Pirapora" e do Anticlinal Alumínio, definem como base do Grupo São Roque uma sequência de sericita-filitos com intercalações de quartzitos na base e intercalações lenticulares restritas de calcários dolomíticos e rochas calciossilicáticas no topo (Fm. Boturuna). A unidade superior (Fm. Piragibu) seria uma sequência rítmica com características de depósitos de "flysch". Não são determinadas áreas, espessuras e distribuição das unidades (fig. 3).

Concordante em linhas gerais com estas duas unidades é a compartimentação proposta por Coutinho et al. (1982), para o conjunto das camadas São Roque na região da Serra de Itaberaba, que constituiriam uma sequência vulcano-sedimentar metamorfizada, com o predomínio inferior de vulcânicas e sub-vulcânicas básicas e seus tufos, intercaladas com camadas argilosas, margas e sedimentos químicos silicosos. As partes superiores, possíveis depósitos de "flysch" são descritas como ritmitos síltico-argilosos e depósitos carbonáticos.

Campos Neto et al. (1983) também propõem um esquema litoestratigráfico semelhante para a região de Igaratã.

Os autores referem o Complexo Igaratã como embasamento do Grupo São Roque, que descrevem como uma sequência de metassedimentos rítmicos transgressivos em direção a SE, com uma unidade anfibolítica basal.

Esta unidade, correlacionada à sequência vulcano-sedimentar da Serra de Itaberaba de Coutinho et al. (1982), compreende na base orto-anfibolitos e anfibolitos finos e bandados, sobrepostos por um pacote de metarritmitos pelito-arenosos que principia com intercalações lenticulares de estauroлита xistos, quartzitos hematíticos e rochas calciossilicáticas. A unidade superior é descrita, da base para o topo, como uma sucessão de metarcôseos rítmicos, metarenitos rítmicos, micaxistos e filitos com intercalações de quartzitos. A espessura aparente, de vários milhares de metros, foi tomada a partir da xistosidade S_1 dobrada, e é considerada superior à real (fig.3).

Carneiro (1983), realizando mapeamento geológico em escala 1:20.000, agrupa os principais conjuntos litológicos do Grupo São Roque, na faixa Jaraguã - Cristais, e destaca a semelhança de alguns deles com as unidades individualizadas por Coutinho et al. (1982) na Serra de Itaberaba.

Definindo como embasamento Pré-São Roque uma unidade gnáissica (Complexo Amparo) superposta por milonitos, blastomilonitos e milonito-gnaisses, o autor empilha as litologias São Roque, da base para o topo, em quatro pacotes (fig. 3):

1. metapsamitos impuros, com intercalações de anfibolitos, metaconglomerados polimíticos, metavulcânicas, filitos e quartzitos;
2. metapelitos com intercalações de metarenitos e metagrauvacas e com anfibolitos e rochas carbonáticas restritas;

Extraído de Hasui et al. (1976).

Extraído de Campos Neto et al. (1983).

Extraído de Carneiro (1983).

Fig. 3 - Colunas esquemáticas para a litoestratigrafia do Grupo São Roque.

3. metamargas e prováveis metatufos, que compreendem rochas calciossilicáticas, calcários, dolomitos e anfíbolitos bandados;
4. metapsamitos rítmicos, alternância de metarenitos, metarcóseos e filitos.

Juliani et al. (1986), em trabalho realizado no Bloco Guarulhos, são os autores que propõem a compartimentação estratigráfica mais recente para o Grupo São Roque, restringindo o uso deste nome a parte dos metassedimentos, e propondo a denominação Grupo Serra do Itaberaba para as unidades definidas previamente como base do Grupo São Roque por Coutinho et al. (1982), Campos Neto et al. (1983) e Carneiro (1983).

Desta maneira, o Grupo São Roque seria constituído por um pacote de sericita-filitos bandados, que transiciona localmente para quartzo-filitos ou quartzitos, com raras camadas de filito grafitoso e corpos pequenos de metabasitos com prováveis sedimentos tufíticos associados. Como "possível formação sedimentar basal" os autores situam metaconglomerados e metabrechas polimíticas, filitos conglomeráticos e brechas quartzíticas associadas a cataclasitos e milonitos de rochas granitóides.

O Grupo Serra do Itaberaba seria uma típica sequência vulcano-sedimentar com metabásicas frequentes e com paragêneses metamórficas do grau fraco a grau alto, comportando quartzitos, filitos sericíticos, cloríticos e carbonosos, bem como xistos à biotita, andaluzita, cianita, grana e sillimanita.

Para o Grupo Serra do Itaberaba, Juliani et al. (op.cit.) individualizam unidades litoestratigráficas sem a hierarquia de formações, não definindo sua posição na pilha vulcano-sedimentar. (Unidades dos metapsamitos, metapelitos, sedimentos químicos e das rochas ígneas básicas).

Embora a representatividade das colunas apresentadas por estes autores possa ser restrita às regiões a que se

referem, o conjunto resulta em várias unidades correlacionáveis e cobre a maior parte da área de exposição das rochas São Roque.

As correlações apontam para a repetição de grupos de estratos com variações faciológicas, submetidos a grau de metamorfismo entre grau fraco e médio, e mesmo alcançando o grau forte (Winkler, 1977).

A proposição formal de unidades litoestratigráficas atém-se a conformidade observada entre a região do Sinclínorio de Pirapora e outras áreas de exposição do Grupo São Roque, resguardadas as variações faciológicas, e propõe correlação com unidades já definidas em mapeamento de detalhe em área contígua (Carneiro, 1983), embora com divergências quanto ao empilhamento.

Dentre os fatores que possibilitam o empilhamento e a definição de unidades litoestratigráficas na região do Sinclínorio de Pirapora, estão a mapeabilidade de camadas contínuas a quase-contínuas em escala 1:25.000, o baixo grau metamórfico dos metassedimentos e rochas vulcânicas, a ocorrência generalizada de estruturas sedimentares e texturas e estruturas ígneas preservadas, e as boas condições de acesso e exposição ao longo de cortes de estrada.

Ressalva-se que a proposta formal de unidades litoestratigráficas tem por objetivo demonstrar a viabilidade de tal procedimento, nesta e em outras regiões de ocorrência do Grupo São Roque. Uma coluna estratigráfica mais abrangente poderá resultar de um trabalho conjunto, dentro da linha de entendimento de outras pesquisas, como já referido. Neste sentido, a proposição a seguir pretende ser mais um subsídio ao debate.

2. A COMPREENSÃO DA LITOESTRATIGRAFIA E DA GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estratigráfica de terrenos deformados polifásicos requer o domínio da geometria das feições estruturais, que podem causar repetição ou ruptura de estratos, adelgaçamento da espessura original em flancos de dobras, ou repetição de camadas menores por transposição.

O reconhecimento da estratificação original, em pacotes metassedimentares e metavulcânicos, não prescinde do uso de estruturas geopetâlicas, uma vez que são comuns inversões em flancos de dobras recumbentes ou "nappes". Inversamente, uma vez estabelecida a sequência dos estratos, em locais onde se disponha de estruturas determinadoras de polaridade de camadas, e onde seja possível verificar a natureza dos seus limites, bem como possíveis transições entre eles, a repetição e a inversão dos mesmos estratos pode ser usada como um marcador para a análise e correlação estruturais.

A estimativa de espessuras de formações metamorfizadas é particularmente duvidosa. As espessuras podem ter estimativa superior, por repetição de camadas, (falhas inversas, dobras e eventos de transposição), ou inferior, por estiramento.

Sã e Hackspacher (1983), alertam para o fato de que unidades com espessuras da ordem de dezenas e centenas de metros podem apresentar internamente efeito de transposição, mas dificilmente serão rompidas e transpostas de maneira extensiva. Da mesma forma, unidades maiores de mapeamento prestam-se com mais segurança às observações estratigráficas, em relação a unidades lenticulares e finas, e os contatos de unidades quartzíticas, em terrenos de baixo grau metamórfico, tem a preservação mais provável que os contatos de unidades pelíticas, geralmente mais transpostas.

Na região do Sinclinório de Pirapora, uma articulação de dobras anticlinais recumbentes controla a geometria dos contatos entre as unidades litoestratigráficas, gerando uma intensa repetição aparente das mesmas.

Estas macrodobras correspondem a segunda fase de dobramentos (capítulo V, itens 3 e 5), e a posição dos estratos em zonas de flanco normal, charneira ou flanco inverso destas estruturas, modifica fundamentalmente a qualidade da foliação S_2 , sua relação com o acamamento e a foliação S_1 , e a preservação de estruturas sedimentares (capítulo V, itens 2, 3 e 5).

A compreensão da litoestratigrafia, como proposta para esta área, tem por base este arranjo estrutural. Não sendo entendido desta maneira, não há empilhamento litoestratigráfico possível para a sequência, com a repetição de unidades litológicas semelhantes e indicadoras de mesmo ambiente paleogeográfico.

A ausência de milonitos e de truncamentos expressivos, descarta a possibilidade de repetições devidas a escamas por falhas.

3. PROPOSTA DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1. CRITÉRIOS PARA DEFINIÇÃO E SUBDIVISÃO DAS UNIDADES

Para a compartimentação dos pacotes metassedimentares e metavulcânicos em formações, foram observados os critérios do Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986). Os limites entre as formações foram estabelecidos de maneira a caracterizar ambientes de sedimentação e vulcanismo recorrentes ao longo das colunas, tomadas as zonas de transição como os próprios limites. Os contatos transicionais entre litologias são comuns na região e têm, às vezes, expressividade de pacotes subordinados. Não foram, entretanto, definidos como formações, no intuito de se reduzir o número de unidades litoestratigráficas propostas.

Quando possível, corpos vulcânicos de forma tabular são tomados como base de formações, e no seu sítio de ocorrência são definidos os estratótipos. Em uma exceção a este procedimento, a unidade basal do Grupo São Roque, de origem vulcânica, é definida em localidade-tipo e estratótipo situados em corpo de rocha não tabular. Embora a mesma formação também correspondam corpos tabulares, é na localidade proposta que se situam as melhores exposições e rochas relativamente menos alteradas. Ainda neste estratótipo ocorre uma situação paleogeográfica elucidativa para a história do Grupo São Roque, e são disponíveis dados bibliográficos acerca de detalhes petrológicos e geoquímicos.

Na denominação de unidades foi estudada a possibilidade de uso dos critérios de precedência e foi mantido o nome de uma das formações como anteriormente proposto, embora redefinida. Para as categorias membro, a nomenclatura proposta pelo código é de aplicação difícil, por não haver referências geográficas ou geopolíticas nas secções

-tipo.

3.2. QUADRO GERAL DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E SUAS RE- LAÇÕES

O Grupo São Roque, na região do Sinclínorio de Pirapora, comporta três formações, subdivididas em membros de diferentes caracteres litológicos.

A Formação Pirapora, basal ao Grupo São Roque, constitui-se em corpos metavulcânicos a subvulcânicos de caráter básico, e seus tufos e rochas piroclásticas subordinadas com um Membro Carbonático (cálcio-filitos e mármore dolomíticos a estromatólitos).

A Formação Estrada dos Romeiros, estratigraficamente superior, e em contato transicional com o Membro Carbonático da Formação Pirapora, comporta um Membro Arenoso (metarenitos) na base e um Membro Pelítico (metapelitos) no topo, transicionais entre si.

A Formação Boturuna, em contato brusco a transicional com o topo da Formação Estrada dos Romeiros, comporta dois membros vulcânicos e dois membros arenosos.

Em parte o contato com a formação inferior dá-se através do primeiro Membro Vulcânico, por corpos tabulares de lavas almofadadas e ortoanfíbolitos que sobrepõem o Membro Pelítico da Formação Estrada dos Romeiros. Em outros locais o mesmo Membro Pelítico transiciona para metarenitos arcoseanos bandados, com recorrência de camadas métricas metapelíticas nos metarcóseos. Próximo ao topo do pacote arcoseano, um segundo Membro Vulcânico ocorre, em bancos métricos de derrames básicos amigdalóides e vesiculares, com recorrência das camadas de meta-arcóseos, e intercalações submétricas de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, amigdalóides. No topo da Formação Boturuna, em contato brusco onde observado, um pacote de metarenitos puros constitui-se no Membro Ortoquartzítico.

3.3. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.3.1. FORMAÇÃO PIRAPORA

3.3.1.1. DIMENSÕES, FORMA E DISTRIBUIÇÃO

A Formação Pirapora, basal ao Grupo São Roque, constitui-se em uma pilha de rochas metavulcânicas e subvulcânicas de caráter básico, com rochas piroclásticas perfazendo uma porção representativa da coluna, e com um Membro Carbonático subordinado. Este comporta calciofilitos e metadolomitos parcialmente aloquímicos, com o desenvolvimento local de biohermas estromatolíticas.

Os corpos vulcânicos e piroclásticos têm disposição originalmente tabular, de extensão da ordem de dezenas de quilômetros, considerando-se sua continuidade fora da área mapeada, (corpo de Vau Novo, no limite Santana do Parnaíba - Pirapora do Bom Jesus e corpo a E de Santana do Parnaíba), ou tem formato elíptico, com dimensões menores, 1,5 a 3,5km, quando são circundados parcialmente pelo Membro Carbonático. (corpos de Pirapora do Bom Jesus e Vila Lolli).

O Membro Carbonático aflora em lentes descontínuas da dimensão de centenas de metros, na situação antes referida, e em uma camada mais contínua e extensa, que situa-se entre a Fábrica de Cal Matarazzo (acesso Várzea do Souza-Ponunduva) e a península da área da represa de Pirapora, a N da Estrada dos Romeiros.

3.3.1.2. ESTRATÓTIPO E SECÇÕES DE REFÊRENCIA

3.3.1.2.1. LOCALIZAÇÃO

O estratótipo da Fm. Pirapora é apresentado como uma seção esquemática composta, no corpo de Pirapora do Bom Jesus, do centro para a periferia. Um sub-estratótipo localiza-se na estrada à margem E da represa, na altura da cidade de Santana do Parnaíba, estendendo-se a S até o

granito de Itaqui.

3.3.1.2.2. DESCRIÇÃO

O estratotipo da fig. 4.1 representa uma secção esquemática composta, tomada do centro para os bordos do corpo vulcânico. Não se exclui a possibilidade da repetição ou omissão de níveis dentre os apresentados, mas o estratotipo é neste local uma coluna mínima para a Formação Pirapora.

No centro do corpo metabasítico predominam ortoanfibolitos de granulação média, localmente grosseira, podendo exibir grande variação no tamanho de grão em um mesmo afloramento (ponto 48). As variedades mais grosseiras são também as menos foliadas.

Ao centro-S, em uma antiga lavra de ferro abandonada (ponto 51), estão expostos níveis métricos de cromititos estratificados, encaixados em talco-xistos, e também dois níveis de hematita compacta de espessura entre 40 e 80 cm, e extensão aflorante de 5m. Os níveis de hematita balizam acima e abaixo (o mais espesso) o corpo tabular de cromititos.

Em direção aos bordos da elipse de Pirapora do Bom Jesus, os ortoanfibolitos ocorrem interestratificados, em bancos métricos, com anfibolitos finos, de foliação bem evidente. Estes últimos estão sempre mais alterados, mas em lâmina delgada pode-se comprovar a preservação de texturas ígneas.

Externamente a este nível, em posição superior, ocorrem bancos espessos (dezenas de m) de ortoanfibolitos com textura amgdalóide e estruturas em "pillow-lavas".

As "pillow-lavas" são decimétricas a submétricas, e encontram-se mais ou menos deformadas (cap. IV). Foram reconhecidas nos bordos do corpo anfibolítico, nos pontos 4, 5 e a SE da pedreira COSIPA, na região urbana de Pirapora do Bom Jesus, indicando em todos os casos posição

ESTRATÓTIPO DA FORMAÇÃO PIRAPORA NO CORPO DE
PIRAPORA DO BOM JESUS
SECÇÃO ESQUEMÁTICA COMPOSTA

Calciofilitos com lentes métricas e hectométricas com estruturas estromatolíticas locais.

Anfibolitos com estruturas de "pillow-lavas" decimétricas preservadas.

Anfibolitos finos com texturas nematoblástica e lepidoblástica e com bancos métricos de anfibolitos médios e grosseiros.

Ortoanfibilitos granolepidoblásticos médios com texturas iguais preservadas, e com lente localizada de talco-xistos que encaixam cromititos e níveis sub-métricos de hematita compacta.

FIG. 4.1. - Corpo de Pirapora do Bom Jesus.

ESTRATÓTIPO DA FORMAÇÃO PIRAPORA A E DE
SANTANA DO PARNAÍBA

Calciofilitos com lentes de extensão decimétrica a métrica e espessura decimétrica, de metadolomito quartzoso e com intercalações arenosas e pelíticas no topo.

Metatufos bandados a laminados com diques e níveis métricos de ortoanfibilitos grosseiros a finos, localmente amigdaloides.

Intercalações de bancos sub-métricos a métricos de metagrauwacas, metarcôseos micáceos, metapelitos e lentes restritas de "chert".

Ortoanfibilitos médios a finos, granolepidoblásticos, localmente amigdaloides.

FIG. 4.2. - Secção a E de Santana do Parnaíba

FIG. 4 - Estratótipo da Formação Pirapora.

normal, com achatamento na base das almofadas. A última ocorrência é descrita em detalhe por Lazzari (1987).

Em posição superior, confirmada pela polaridade das "pillow-lavas", e a poucas dezenas de metros destas, seja em distância horizontal ou vertical, ocorrem as rochas do Membro Carbonático da Formação Pirapora.

Os calciofilitos fazem o hemi-perímetro E da elipse, e encaixam a SE duas lentes de metadolomitos. Várias outras lentes carbonáticas contornam o perímetro restante, e na ocorrência da Pedreira COSIPA brechas estratificadas de metadolomitos a intra-clastos, são portadoras de estruturas estromatolíticas (caps. IV e VII).

Um sub-estratótipo da Fm. Pirapora (fig. 4.2), pode ser montado no perfil ao longo do flanco inverso de dobra recumbente da segunda fase de dobramentos (cap. V).

Neste local, os afloramentos de metabasitos expõem rochas bastante alteradas, mas sua continuidade e o controle da estrutura permitem o cálculo de espessuras aproximadas, a partir do perfil da fig. 5.

Na coluna da fig. 4.2, o nível basal aflora na zona interna da dobra, com espessura mínima de mais de 100m, constituindo-se em ortoanfibolitos de granulação média a fina, foliados os mais finos, com bancos métricos de anfibolitos a amígdalas deformadas, como no afloramento 28.

Superpostas, e aflorando em faixa junto ao contato com o granito de Itaquí, a S, e a N em contato com o Membro Carbonático, em pacote de espessura aproximada de 370m, ocorrem rochas bandadas a laminadas, que quando frescas, exibem paragêneses típicas de hornfelses calciossilicáticos do fácies anfibolito-hornfels (Turner, 1981). A associação com bancos e diques de rochas anfibolíticas de granulação média, localmente amigdalóides, e a ocorrência

Fig. 5 - Perfil na Fm. Pirapora, em flanco inverso de dobra recumbente (D_2), localizado na margem E da represa, da altura de Santana do Parnaíba até o Granito Itaqui.

de quartzo com bainhas nas rochas laminadas, aponta para provável contribuição tufácea. A ocorrência de bandas carbonáticas e de lentes centimétricas de "chert", indica contribuição química.

Na base do pacote de rochas laminadas são comuns intercalações de camadas decimétricas a métricas de metagrauwacas, metarcôseos a actinolita e metapelitos, também com paragêneses condizentes ao fácies hornblenda-hornfels em rochas quartzo-pelíticas com alta razão Fe^{+2}/Mg .

O Membro Carbonático é representado por calciofilitos laminados, com lentes de extensão métrica a decimétrica e espessura decimétrica, de metadolomito quartzoso. O pacote perfaz aproximadamente 200m.

3.3.1.3. CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRÁFICA

3.3.1.3.1. ORTOANFIBOLITOS

As rochas assim designadas são aquelas onde se reconhece relictos de texturas e estruturas ígneas, como textura blastofítica, blastosubofítica, blastoglomeroporfirítica, blastoporfirítica, blastomicroporfirítica e amigdalóide (Mackenzie et al., 1982), e a ocorrência de "pillow-lavas". Amígdalas quartzosas são também identificáveis em possíveis rochas piroclásticas na Formação Pirapora, mas estas apresentam outros caracteres distintivos, como a ocorrência generalizada de bandamento ou laminação, ou na sua ausência, a menor definição do contorno de amígdalas e a presença de cristais isolados de quartzo, em matriz fina cloritizada.

Em rochas alteradas, onde não foi possível a obtenção de lâminas petrográficas, o critério da granulação foi utilizado, tomando-se como de origem ígnea as rochas médias,

geralmente granoblásticas a pouco foliadas, e onde amiúde é possível a identificação de amígdalas quartzosas, em níveis bem delimitados ou esparsas. Os anfibolitos finos, geralmente com texturas nematoblástica e lepidoblástica mais desenvolvidas, quando alterados (situação predominante nos afloramentos), não são diferenciáveis de possíveis rochas piroclásticas não bandadas.

Os ortoanfibolitos da Fm. Pirapora são rochas de granulação média, grosseira e fina, e apesar de não se observar transições entre estes termos, é comum que ocorram em um mesmo afloramento, como no leito do rio Tietê, na cidade de Pirapora do Bom Jesus. Nos cortes onde foi montado o estratotipo da fig. 4.2, apesar do grau de intemperismo das rochas, é notável a transição brusca de bancos métricos de rochas quase grosseiras (corpos tabulares sub-vulcânicos), rochas finas amigdalóides (derrames de lava) e rochas de granulação média a fina, foliadas.

A cor dos anfibolitos é verde escura a preta, em rocha fresca, e pode ter um tom cinza-azulado em rochas finas. A cor de alteração varia em tons de vermelho, roxo e ocre a amarelo, e em diversos pontos foi observada a ocorrência restrita de bauxita amarela, com preservação de textura granoblástica média a grosseira.

Petrograficamente, os ortoanfibolitos médios a grosseiros são rochas constituídas por actinolita (30-50%), plagioclásio (20-30% ou menos, albita quando determinado), epidoto (pistacita, em quantidade sempre maior que a de mineral acessório, atingindo 25%), biotita (raramente mais que 10%), e carbonatos, clorita, leucoxênio e opacos (ilmenita, pirita e magnetita), como acessórios.

No corpo de Vau Novo (ponto 114) foi identificado epidoto abundante (30%), em cristais euédricos, desenvolvendo textura blastofítica com agregados ripiformes de plagioclásio.

Ainda no corpo de Vila Lolli, em rocha de granulação grosseira intercalada nos mármore dolomíticos, o epidoto

ocorre em agregados granulares de cristais pequenos, ou em textura blastoporfirítica, em cristais maclados e parcialmente intercrescidos com actinolita (Uralita?). Na mesma lâmina, restos de anfibólio com forte pleocroísmo verde, e birrefringência anômala ocorrem no centro de porfiroblastos de actinolita, tratando-se possivelmente de hornblenda.

No corpo de Pirapora do Bom Jesus, em metabasaltos a "pillow-lavas", restos de anfibólio e biotita ocorrem no centro de agregados ripiformes de actinolita (Uralita?).

A actinolita é mineralogicamente predominante nos ortoanfibolitos, tem pleocroísmo verde discreto e ocorre em cristais alongados, com frequência preservando arcos poligonais. É comum em pequenas agulhas crescidas sobre os plagioclásios, ou na matriz das variedades com textura blastomicroporfirítica do plagioclásio ou da própria actinolita. Pode ocorrer em porfiroblastos com disposição radiada, ou em microbandas onde são preservados pequenos arcos poligonais por recristalização pós S_2 (cap. V), com o aspecto de "espinha de peixe".

O plagioclásio, em ripas geminadas euédricas a subédricas, pode constituir textura blastomicroporfirítica ou blastoporfirítica, e blastoglomeroporfirítica, em cristais de tamanho homogêneo ou quase, de até 0,5mm, raramente chegando a 1mm. A disposição subparalela a imbricada de ripas de plagioclásio em rochas da Pedreira Lolli, lembra textura de fluxo. O plagioclásio também ocorre em cristais pequenos de hábito granular, ou em ripas pequenas, em textura blastofítica ou blastosubofítica com epidoto e anfibólio.

O epidoto, de variedade cálcio-ferrífera (pistacita) tem tendência a apresentar cristais euédricos e subédricos, pode desenvolver cristais grandes (até 0,1mm) e ocorre em quantidades maiores que as de mineral acessório (até 20-25%). Desenvolve-se geralmente sobre os anfibólios.

A biotita desenvolve-se sobre os anfibólitos e não foi observada em rochas dos corpos de Vau Novo e Vila Lolli, mas é comum nos anfibolitos do corpo de Pirapora.

Quartzo, em pequenos cristais intersticiais aos anfibólitos e plagioclásios, foi observado em ortoanfibolitos a "pillow-lavas" em quantidade maior que 5%.

Os carbonatos ocorrem preenchendo fraturas, ou em massas intersticiais na matriz. O leucoxênio é o acessório mais comum e persistente e pode ocorrer em cristais grandes, dispersos ou agregados. Desenvolve-se provavelmente sobre titanita, a julgar pelas secções rômbricas euédricas a subédricas.

A clorita desenvolve-se sobre os anfibólitos e plagioclásios, e é da variedade peninita, com cores de interferência típicas.

Entre os opacos, distingue-se magnetita, com o uso de ímã nos alteritos e no pó obtido pela fragmentação das rochas frescas; a pirita, visível com uso de lupa, e pelo aspecto pulverulento em lâmina sob luz refletida. A ilmenita é identificada por cristais de hábito prismático esquelético, de brilho negro metálico em luz refletida sobre a lâmina delgada.

Os ortoanfibolitos finos apresentam essencialmente a mesma mineralogia, também preservando as texturas ígneas descritas para os termos médios. São rochas com textura nematoblástica e lepidoblástica mais pronunciada, pela orientação dos anfibólitos. Neles não foi observada biotita, e a quantidade de anfibólio é ligeiramente maior. O plagioclásio é de identificação mais difícil, ocorrendo quase indistinto em grãos intersticiais ao anfibólio, sendo fácil subestimar sua quantidade. Além da biotita não observada, a quantidade de leucoxênio aumenta sensivelmente, ultrapassando em algumas amostras o percentual de 10%.

No corpo de Pirapora foi descrito um metabasito de granulação extremamente fina, inteiramente constituído por

clorita magnesiana (90%) e agregados de cristais euédricos de titanita. A rocha tem amígdalas quartzosas pequenas (0,5cm e menores) e foliação pronunciada.

De maneira geral, a obtenção de amostras frescas é mais difícil em anfibolitos finos, e o maior número de lâminas delgadas foi descrito nos termos médios.

3.3.1.3.2. ROCHAS ULTRABÁSICAS

Próximo a borda S do corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus afloram rochas ultrabásicas estratificadas, de ocorrência restrita, tratando-se provavelmente de uma lente de dimensões da ordem de dezenas de metros.

Encaixado em talco-xistos de granulação muito fina, um corpo tabular de cromititos comporta nos contatos superior e inferior, camadas de hematita compacta, em massa finamente cristalizada.

O cromitito tem bandamento centimétrico (bandas de 2 - 3 cm) a subcentimétrico, por alternância de níveis finos e médios, constituindo-se em grãos euédricos de cromita (40-80%) em matriz a talco, serpentina e clorita, muito fina.

A foliação, conferida pelo alinhamento das lamelas de talco, é crenulada em pequenas dobras abertas. Lamelas maiores de talco desenvolvem-se como sombra de pressão em cristais de cromita. Ocorrem ainda cristais oclares serpentinizados (fig. 6), talvez pseudomorfos desenvolvidos sobre olivinas.

A cromita foi reconhecida pelo seu hábito, em secções em lâminas delgadas, e pelo seu traço.

Fig. 6 - Aspecto de cromitito bandado do ponto 51. Cristais de cromita com sombra de pressão onde se desenvolvem lamelas de talco, e cristais ocelares (ao centro), serpentizados, possíveis pseudomorfos de olivinas.

3.3.1.3.3. ANFIBOLITOS BANDADOS

Os anfibolitos bandados são rochas de granulação muito fina, e de cor de alteração em lâminas e bandas vermelho-escuras, amarelas, ocres, pretas e marrom-escuras.

Ocorrem bem expostas em corte na Estrada dos Romeiros, na saída da cidade de Santana do Parnaíba, e são também identificadas no perfil da coluna 4.2, embora com cores de alteração menos características.

As raras amostras frescas destas rochas foram obtidas próximo ao contato com o Granito Itaqui e tem cor verde clara, devido a mineralogia típica de hornfels calciossili-cático (diopsídeo).

A descrição petrográfica restringe-se a estas amostras, onde os anfibólitos são ausentes ou quase, a textura é granoblástica a granolepidoblástica, e o bandamento foi obliterado, embora o desenvolvimento de minerais como diopsídeo ainda seja preferencial em determinadas lâminas. Como a textura das rochas alteradas não é granoblástica, e como a quantidade de anfibólito (actinolita) aumenta com a distância do granito, depreende-se que as rochas bandadas devam ser constituídas ao menos em parte (bandas ocre e vermelhas) por actinolita-xistos, e talvez as cores escuras (marrom e preta) representem bandas carbonáticas.

Na mineralogia dos hornfelses predomina o diopsídeo (50-60%), em massas granulares de cristais pequenos ou em cristais prismáticos bem desenvolvidos, ambos com cristalização preferencial em lâminas concordantes à foliação das rochas adjacentes, a maior distância do granito.

Microclínio (30%) é comum em cristais pequenos, euédricos a subédricos. Quartzo ocorre até 10%, e os acessórios são apatita, zircão, carbonatos, epidoto e titanita.

Lentes de chert de cor caramelo a ocre ocorrem no ponto 1, em anfiteatro acima de corte da Estrada dos Romeiros, ainda na cidade de Santana do Parnaíba. A rocha tem granulação muito fina, e é constituída por quartzo e pontuações carbonosas e de opacos.

Em rochas frescas obtidas em afloramentos na zona urbana (NE), a mineralogia do metamorfismo de contato persiste, mas o microclínio e o diopsídeo estão presentes em menor quantidade, e as rochas já são discretamente foliadas, com até 20% de actinolita. Flogopita foi observada em bandas ricas em carbonatos, o que reforça a idéia da existência de níveis carbonáticos.

Em afloramentos na estrada que dá acesso à ponte sobre a represa, a E de Santana do Parnaíba (pontos 352 a 354), corpos tabulares de granito a biotita de granulação média cortam o bandamento e a foliação S_2 dos anfibólitos,

e são comuns veios de quartzo descontínuos e dobrados pela crenulação S_3 .

A ocorrência de quartzo com bainhas é característica nos hornfelses, e no anfiteatro do ponto 1 e adjacências, diques e corpos concordantes de ortoanfibolitos médios a grosseiros são intrusivos nas rochas bandadas. Isto, e adicionalmente a semelhança destas últimas a metatufitos bandados, que ocorrem no primeiro membro vulcânico da Fm. Boturuna, leva a associá-las a sedimentos tufáceos, com contribuição carbonática. Ressalta-se que em outras unidades não são observadas as bandas carbonáticas.

3.3.1.3.4. METATUFOS

No corpo anfibolítico de Vau Novo, no contato com as ardósias do Ponunduva, e em nível estratigraficamente inferior a camada de meta-dolomitos que o contorna parcialmente a S, foram identificadas rochas amigdalóides de caráter básico, cuja mineralogia essencial é actinolita e clorita.

As rochas têm cor de alteração verde acinzentada, granulação fina e amígdalas quartzosas estiradas, de contorno difuso, em matriz com foliação bem desenvolvida, a actinolita, clorita, epidoto e opacos. A ocorrência de quartzo em cristais individualizados, fragmentários e euédricos, de contornos poligonais, associa estas rochas a tufo de cristais. As amígdalas ocorrem em níveis decimétricos, podendo chegar a 30% do volume das rochas, e são comuns grandes porfiroblastos de mineral opaco zonado, de secção rômica, provavelmente magnetita.

3.3.1.3.5. METARCÓSEOS, METAGRAUVACAS E METAPELITOS

As rochas psamíticas e pelíticas da Fm. Pirapora são de ocorrência restrita, no perfil da coluna 4.2 (fig. 5), e em afloramentos no limite SE da área mapeada (ponto 27).

Os metarcóseos, metagrauvacas e metapelitos perfazem bancos métricos a decimétricos nos anfibolitos bandados, e as rochas arenosas têm cor fresca cinza-escura e granulação média. As cores de alteração, em tons de cinza e verde claro para estas rochas, correspondem a cores rosadas a amareladas nos filitos.

A mineralogia típica dos metarenitos, que afloram nas proximidades do Granito de Itaqui, é indicativa do fâ-cies hornblenda-hornfels em rochas psamíticas com alta razão Fe^{2+}/Mg .

Nos metarenitos feldspáticos os grãos de quartzo mono e policristalinos perfazem 30-40% dos minerais presentes, e no corte considerado (perpendicular à foliação) são a-longados a arredondados, com contornos decussados. Con-tanto este aspecto dos bordos dos clastos seja devido a recristalização metamórfica, o tamanho dos grãos não pa-rece ter sido alterado. A seleção é pobre e os grãos mai-ores (2mm) são restritos a algumas lâminas.

Os grãos têm contato lateral e os clastos de feldspato potássico e plagioclásio (pequenos cristais euédricos) , não perfazem mais que 20%. A matriz intergranular está recristalizada a actinolita e biotita, que em algumas a-mostras forma agregados nodulares incipientes. Porfiro-blastos de estauroлита tem secção basal euédrica. Os a-cessórios são clorita, zircão, titanita e leucoxênio, que pode ocorrer em quantidades maiores que 5%.

A biotita e o leucoxênio parecem desenvolver-se preferen-cialmente em pontos da matriz ricos em plagioclásio.

As metagrauvacas apresentam laminação intensamente dobrada e transposta segundo a foliação S_2 , mas ainda é possí-vel distinguir o bandamento (em amostra de mão) e a lamina

ção (em secção delgada) originais. As lâminas são micáceas, quartzosas e quartzo-feldspático-micáceas, onde a matriz sericitica perfaz mais de 15%. Nestas últimas são comuns agrupamentos de cristais de feldspato potássico e nêdricos a subêdricos, em matriz a sericita, quartzo e feldspato muito finos. As lâminas quartzosas são recristalizadas e tem granulação mais grosseira, e nelas o tamanho original dos grãos não é recuperável.

Os feldspatos estão presentes também em cristais subêdricos, sericitizados e com contornos corroídos. Plagioclásios com macla típica não foram observados. O feldspato total chega a 20%. Em amostras do ponto 27, mais distante do contato com o Granito Itaqui, não foi observada a biotita e a estauroлита, mas grandes porfiroblastos de andaluzita, em uma das bandas quartzosas.

Metassiltitos alterados ocorrem subordinadamente aos arenitos feldspáticos. Uma lâmina foi obtida por impregnação, em rocha com textura nodular. Apesar do grau de alteração, a rocha preserva agregados elipsóides de 0,5cm, dispostos de maneira a caracterizar um certo bandamento, por diferença de tamanho entre os nódulos de diferentes bandas, e pelo seu alinhamento. Os agregados, ou material deles remanescente, não difere da composição da sua matriz (quartzo, feldspato e sericita), a não ser por estarem menos oxidados e por serem mais pobres em mica.

A proximidade do Granito Itaqui, que também ocorre em corpos de granulação média a fina nas bordas, intercalados nos metassedimentos, com bolsões a caulim e quartzo, sugere uma textura nodular devida ao metamorfismo de contato. Os nódulos podem estar associados a formação de porfiroblastos de aluminossilicatos (cordierita) não preservados.

3.3.1.3.6. CALCIOFILITOS E METADOLOMITOS

Os calciofilitos são rochas finas, laminadas, de cor fresca cinza-escura e cores de alteração preto-fosco e amarelo-ocre. Eventualmente, efervescem com uso de ácido clorídrico.

São rochas constituídas essencialmente por carbonato (70 %), quartzo, actinolita e opacos. O quartzo pode ser mais abundante em determinadas lâminas, bem como a actinolita. Leucoxênio, epídoto e clorita são acessórios.

Os calciofilitos encaixam lentes decimétricas a métricas de metadolomito. Na camada a E de Santana do Parnaíba, uma destas lentes consiste em metadolomito com pequenas "gotas" de quartzo, esparsas na rocha. Em afloramentos na encosta a NW do córrego do Cará, (NE de Pirapora do Bom Jesus), a camada de calciofilitos apresenta lentes decimétricas de quartzito cinza escuro muito fino, laminado, talvez um meta-chert. O quartzito tem lâminas sericita e opacos, e contato gradacional, por enriquecimento gradativo em carbonato, com metadolomito de mesma cor e aspecto, com pontuações carbonosas abundantes.

Entre os metadolomitos predominam as rochas de granulação muito fina, de textura equigranular granoblástica, constituídas essencialmente por dolomita, e tendo quartzo, tremolita, opacos e pontuações carbonosas como acessórios.

São localmente bandados, por alternância de bandas centimétricas e subcentimétricas (lâminas) de granulação muito fina e fina (grãos entre 0,3 e 1mm).

O bandamento é também ressaltado pela maior ou menor presença dos acessórios.

O quartzo ocorre em grãos e agregados policristalinos, não se destacando em tamanho dos carbonatos.

Lâminas quartzosas rompidas ou descontínuas são comuns.

Metadolomitos oolíticos foram reconhecidos na Pedreira Lolli. Os oólitos têm tamanho entre 3 e 1-0,5mm e são ovóides a elipsoidais alongados. São constituídos por carbonatos mais finos que os da matriz, e pode-se observar resquícios de bandamento concêntrico, em luz natural.

De maneira geral, é comum a ocorrência de fraturas e vênulas preenchidas por calcita de granulação grosseira, mas não foram reconhecidas estruturas do tipo "birdseye" ou "stromatactis" ou outras estruturas de dissolução e preenchimento de cavidades penecontemporâneas. As estruturas biogênicas (estromatólitos) são descritas no capítulo IV.

3.3.1.4. LIMITES

O substrato ou embasamento da Fm. Pirapora não foi reconhecido. Os estratótipos foram construídos tomando-se como basais os níveis de ortoanfibolitos, a partir das relações estruturais e geométricas expostas, sendo observáveis, em parte, as relações de extrusão ou intrusão internas a pilha vulcânica, mas não em rochas pré-existentes.

O limite superior dá-se através do Membro Carbonático, em contato gradacional com os metarenitos da base da Fm. Estrada dos Romeiros.

Esta relação é observável em vários locais, como nos perfis no limite N do corpo anfibolítico a E de Santana do Parnaíba.

Em uma faixa estreita de afloramentos, não representada na escala do mapa, mas que pode ser vista no perfil da figura 5, os calciofilitos e anfibolitos bandados comportam intercalações centimétricas de filitos grafitosos e ortoquartzitos cinzentos finos, recorrentes até o predomínio de ortoquartzito de granulação grosseira, com grãos de quartzo de aspecto arredondado em matriz arenosa fina

(ponto 209). O contato metadolomito fino/ortoquartzito fino/calciofilito está preservado em vários afloramentos (pontos 205, 207, 208).

Em perfis a E deste local (pontos 39 ... 42), os calciofilitos, comportando ao menos uma intercalação de 2m de espessura de ortoanfibolito, fazem contato com metapelitos que apresentam intercalações, a princípio centimétricas, de ortoquartzitos médios, de grãos arredondados. As intercalações são recorrentes e em poucos metros tornam-se bancos predominantes de ortoquartzitos médios a quase grosseiros, com bandas metapelíticas.

Em lavras abandonadas da Pedreira Matarazzo, no contato N da camada de metadolomitos a S do corpo de Vau Novo, está bem exposto o contato gradacional entre o Membro Carbonático da Formação Pirapora e a base do Membro Arenoso da Formação Estrada dos Romeiros, como definido no seu estratótipo.

Neste local os metadolomitos são superpostos por calciofilitos com intercalações pelíticas centimétricas, que gradam em poucos centímetros na vertical para metarenitos quartzosos finos com ritmos de metassiltitos e metarritmitos gradados conglomeráticos, de espessura em torno de 50cm, com acamamento gradacional normal no micro-conglomerado, e ôndulas truncadas em metarenitos finos a lâminas hematíticas, em tudo semelhantes aos observados no estratótipo da Fm. Estrada dos Romeiros.

3.3.1.5. CORRELAÇÃO COM OUTRAS UNIDADES

Na área contígua a E, mapeada por Carneiro (1983), a Formação Pirapora pode ser correlacionada às unidades dos "anfibolitos", "metamargas e possíveis metatufos" ("anfibolitos bandados") e das "rochas calciossilicáticas bandadas".

O autor já refere a provável correlação das litologias cálcicas com os dolomitos e calcários de Pirapora do Bom Jesus e Cajamar.

Em rochas da unidade dos anfibolitos, no corpo anfibolítico da Vila Jaraguã, foram efetuados trabalhos de petrografia e geoquímica (Gomes, 1962; Gomes et al., 1964), que indicam semelhanças, excluído o grau de metamorfismo com as rochas do corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus (Lazzari, 1987). O corpo anfibolítico da Vila Jaraguã, apesar de limitado em parte por falhas e pelo corpo granítico da Cantareira, é, a exemplo dos corpos de Vila Lolli e Pirapora do Bom Jesus, não tabular. Outros corpos da unidade dos anfibolitos de Carneiro (1983), que constam do "Mapa Geológico da Região do Pico do Jaraguã", em escala 1:20.000, como o corpo a N do Granito de Itaquí e o corpo a SE do Granito Tico-Tico, são de dimensões reduzidas e contornos aproximadamente elípticos. Merece atenção a ocorrência de lentes calcáreas na periferia do corpo de Vila Jaraguã (Carneiro, comunicação oral), que era desconhecida a época do mapeamento desenvolvido pelo autor.

Na correlação assim estabelecida, as unidades dos "anfibolitos bandados" e dos "anfibolitos" têm ocorrência mais restrita na região do Pico do Jaraguã, e as "rochas calciossilicáticas bandadas" passam de restritas a E a um pacote mais espesso a W, indicando variação faciológica. Na realidade, na região de Pirapora do Bom Jesus, as rochas calciossilicáticas bandadas parecem ter ocorrência restrita aos níveis superiores do corpo anfibolítico a E de Santana do Parnaíba.

No esquema litoestratigráfico proposto por Campos Neto et al. (1983), a Formação Pirapora corresponde a unidade anfibolítica basal do Grupo São Roque. Nesta unidade, ortanfibolitos e anfibolitos finos e bandados são sobrepostos por metarritmitos com intercalações de hematita-quartzitos, rochas calciossilicáticas e anfibolitos. Na correlação proposta, as últimas litologias estariam restritas

ao pacote basal, e os quartzitos a lâminas hematíticas foram reconhecidos na Formação Estrada dos Romeiros.

Correlações com a sequência da Serra do Itaberaba (Coutinho, 1982), ou o Grupo Serra do Itaberada (Juliani et al., 1986), são problemáticas, uma vez que aí ocorrem litologias não reconhecidas na região de Pirapora do Bom Jesus, como formações ferríferas, talvez indicativas de ambiente diferenciado, embora também correspondendo a sequência vulcano-sedimentar, com o predomínio de vulcânicas e sub-vulcânicas básicas na parte inferior dos pacotes.

Quanto a coluna estratigráfica apresentada por Hasui et al. (1976), a Formação Pirapora corresponderia às ocorrências de rochas metavulcânicas que os autores atribuem presumivelmente ao embasamento do Grupo São Roque, bem como o membro carbonático seria correlacionável às intercalações carbonáticas e margas do topo da "Formação Boturuna" como definida então.

3.3.2. FORMAÇÃO ESTRADA DOS ROMEIROS

3.3.2.1. DIMENSÕES E FORMA, DISTRIBUIÇÃO

O Membro Arenoso, basal à Formação Estrada dos Romeiros, está exposto em camadas de continuidade lateral em torno de 6 a 8km, que se estendem a E fora dos limites mapeados.

A espessura aproximada, segundo cálculos na secção correspondente ao estratótipo, supera 300m. Nos demais perfis varia entre 50 a 250m.

As camadas mais contínuas situam-se no flanco S do Sinclínório de Pirapora (cap. V).

O Membro Pelítico é a unidade estratigráfica com maior

distribuição em área, ocupando talvez mais de um quarto da extensão mapeada. Isto se deve a repetição das camadas em flancos de sinformas e antiformas abertas, da terceira fase de dobramentos (cap. V).

As camadas mais contínuas afloram no estrado N e S do Sinclinório, e no intrado N. A extensão lateral mínima é da ordem de dezenas de km.

A espessura do Membro Pelítico, calculada no estratótipo, é superior a 500m, e nos demais perfis fica entre 250 e 500m.

Afora a situação encontrada no local do estratótipo, onde a continuidade dos afloramentos, e a ocorrência de camadas-guias permite que se descarte a possibilidade de repetição dos níveis por dobras, os cálculos de espessura nesta unidade estão sujeitos às restrições anteriormente apresentadas.

3.3.2.2. ESTRATÓTIPO

3.3.2.2.1. LOCALIZAÇÃO DO ESTRATÓTIPO E OUTRAS ÁREAS DE BOA EXPOSIÇÃO

O estratótipo da fig. 7 representa uma secção composta, na qual a coluna do Membro Arenosos corresponde aos afloramentos expostos em cortes e em valeta da Estrada Velha de Jundiaí, a 2km da ponte sobre o Rio Tietê, na cidade de Pirapora do Bom Jesus. No mapa de pontos do Anexo I, equivale a secção entre os afloramentos 164 e 170.

A coluna do Membro Pelítico foi montada imediatamente a S deste local, entre os pontos de nºs 306 a 309 e 136 e 126, na trilha de acesso às comportas da Represa de Pirapora.

Outras boas exposições do Membro Arenoso estão nos perfis da camada exposta em cortes da Estrada dos Romeiros, tanto nestes cortes (ponto 16), como a W, no perfil da fig. 9 e imediações, onde é notável a ocorrência de estruturas sedimentares preservadas. A unidade de metarritmitos gradados está bem exposta neste último perfil, nas camadas do corpo a N de Santana do Parnaíba, e em lavras abandonadas da Pedreira Matarazzo, próximo a estrada Várzea do Souza-Cajamar.

O Membro Pelítico pode ser visto nos cortes da Estrada dos Romeiros, na estrada de acesso ao Ponunduva, na ligação da Rodovia Castelo Branco a cidade de Pirapora do Bom Jesus, e nas estradas que partem desta mesma cidade em direção a Serra da Sapoca, a N, e a Cabreúva, a NW.

3.3.2.2.2. DESCRIÇÃO DO ESTRATÓTIPO

Na base do Membro Arenoso da Formação Estrada dos Romeiros, acima de uma camada de 8m de quartzito fino brechado, são observados ao menos sete ritmos, em afloramento contínuo, consistindo em níveis de 20-30cm de micro-conglomerados em contato brusco sobre metarenitos finos, a topos em contato gradacional simples contínuo e com boa separação, passando a metarenitos cinza médios a finos, de espessura equivalente ou menor, e estando representadas em alguns ritmos bandas pelíticas de 2-3cm de espessura.

Os ritmitos gradados perfazem um pacote de espessura superior a 70m, calculada a partir do fraco mergulho das camadas para NEE.

Acima deles ocorre banco metapelítico (ardósias bandadas) de 30-40m, com alguns ritmos gradados de 20-30cm, semelhantes aos anteriores, e mais frequentes em direção ao topo, quando passam a predominar níveis quartzíticos fi-

nos a médios, com ritmos gradados esparsos.

Este terceiro pacote, de espessura superior a 100m, apresenta em sua parte média uma camada de metarenitos finos bandados, com bandas quartzosas centimétricas a sub-centimétricas, alternadas a lâminas hematíticas que lhe conferem aspecto próprio.

Nesta camada, que pode ser acompanhada lateralmente por centenas de metros a N e NNE, ocorrem estruturas sedimentares preservadas, como estrutura "linsen" em bandas pelíticas, e ondulas truncadas, laminação "wavy", laminação convoluta, e "climbings" em metarenitos finos (cap. IV).

Em direção ao topo, sempre inferido pela polaridade do acamamento gradacional e do truncamento das micro-estratificações cruzadas, tem-se mais um pacote de metapelitos com ritmos gradados subordinados, de espessura aproximadas de 50m, e após, a última intercalação arenosa espessa, com metarenitos médios de acamamento em bancos decimétricos, sem intercalações notáveis.

Acima deste nível os metapelitos passam a predominar, e apresentam intercalações esparsas de ritmitos gradados, com espessura a princípio entre 30 e 50cm e logo inferiores a 10cm.

A predominância dos metapelitos marca a base do Membro Pelítico, e corresponde, ao longo da direção da camada, aos afloramentos expostos no início do perfil onde se define seu estratotipo.

Este inicia por níveis de metassedimentos finos bandados a laminados (ardósias), a cores de alteração cinza claro, cinza escuro e vermelho-vinho. Ocorrem intercalações de ritmitos gradados a conglomerados de grânulos, semelhantes aos do Membro Arenoso, e metarenitos médios a finos, em níveis de 5 a 6cm de espessura. Este pacote perfaz aproximadamente 200m.

Acima, nos próximos 100m na vertical, predominam metare-

FIG. 7 - Estratôtipo da Formação Estrada dos Romeiros. Coluna composta: 1. metargilitos; 2. metarenitos finos; 3. metarenitos médios; 4. metarenitos grosseiros; 5. microconglomerados. Obs.: A escala de espessuras não é válida para os níveis arenosos, individualmente.

nitos finos cinzentos, com bandamento centimétrico marcado por lâminas hematíticas e com intercalações subordinadas, centimétricas, de metapelitos bandados. Em direção às comportas da represa e ao topo do perfil, os níveis pelíticos dão lugar a bancos de 10 a 40cm de espessura, de metarenito cinza médio a grosseiro, com acamamento gradacional simples, contínuo e bem definido, indicando topo normal.

A poucas dezenas de metros das comportas, os metarenitos grosseiros a médios passam a predominar, constituindo-se no último pacote arenoso significativo, de espessura em torno de 50m, com níveis subordinados de metarenito laminado hematítico fino e metapelitos.

Através da predominância gradativa dos pelitos, bem ex-postos no local das comportas, inicia-se o pacote onde os mesmos predominam francamente. Os níveis pelíticos foram acompanhados por mais de 100m na vertical, e as intercalações arenosas tornam-se raras. Na base deste último pacote, em afloramento próximo a rampa da barragem (ponto 309), foram observadas intercalações de metarenitos a lâminas hematíticas com marcas de onda (cap. IV).

3.3.2.3. CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRÁFICA

3.3.2.3.1. RITMITOS GRADADOS MICROCONGLOMERÁTICOS E ARENOSOS

Os ritmitos gradados são rochas de cor fresca cinza-escura, com tons mais claros por alteração.

Os termos mais grosseiros são meta-conglomerados de grânulos, com alguns seixos maiores que 4mm. Têm o arcabouço sustentado por grânulos de quartzo e quartzito, predominando os primeiros, em matriz de seleção moderada, com grãos de quartzo de tamanho areia média a grosseira, frequentemente envolvidos por filmes sericíticos. Os grânulos

são flutuantes.

Os seixos maiores, de tamanho 5mm a 1cm de diâmetro, são mais arredondados, e têm tendência a esfericidade maior que os grãos da matriz. São constituídos por quartzo policristalino, com grãos internos de contornos decussados e extinção ondulante ou normal. Fragmentos policristalinos placóides (quartzito) têm grãos internos menores (quartzito fino), muito estirados e com extinção ondulante.

Opacos, em pequena quantidade, ocorrem como acessório.

Os intervalos superiores ao microconglomerado, em cada ritmo, são representados por quartzitos grosseiros, gradando a médios, com grãos de quartzo mono e policristalinos, sub-arredondados a angulosos. Alguns grãos maiores do arcabouço têm alta esfericidade e são bem arredondados. Como acessórios são comuns óxidos de ferro e zircão, e sericita ocorre em torno de 5-10%.

3.3.2.3.2. METARENITOS QUARTZOSOS E SUBARCÓSEOS

A maioria das rochas que ocorrem no Membro Arenoso da Formação Estrada dos Romeiros pode ser enquadrada, pela classificação de Folk (1974) no campo de quartzo-arenitos e subarcóseos metamorfizados. Variam de termos de granulação muito grosseira a média (predominantes) e mais raramente estão representados termos de granulação muito fina.

O acamamento é de fácil identificação, pela ocorrência comum de níveis pelíticos e de bandamento regular, centimétrico a sub-centimétrico. Em rochas mais homogêneas, o acamamento é perceptível em bancos decimétricos, por ligeira variação de granulação na interfície dos bancos.

A cor de alteração tem sempre tons claros de cinza, branco e amarelado.

Nem sempre são viáveis observações seguras sobre tamanho original de grãos. Em rochas sustentadas pelo arcabouço e pobres em matriz, onde os grãos têm contato, estes são decussados e fortemente interpenetrados.

Também pode ser difícil estimar o percentual de feldspato potássico e plagioclásios, que ocorrem sericitizados. Aparentemente, os plagioclásios são melhor preservados, com maclas curvas, e os feldspatos potássicos encontram-se mais alterados.

Entre os metarenitos quartzosos, os mais finos e muito finos têm quase sempre grãos de tamanho uniforme e de contornos decussados e inter-penetrados. Sericita ocorre entre 5-10%, podendo conferir um bandamento incipiente à rocha, por maior ou menor quantidade. Certas bandas podem ter o aspecto de metagrauvacas, e lâminas pelíticas são comuns. O acessório mais frequente é a turmalina e hematita pseudomórfica, em secções hexagonais, triangulares e rômbricas em lâmina delgada. Zircão e clorita são também comuns.

Os metarenitos médios têm a mesma mineralogia e tendência à seleção pobre e a menor arredondamento dos grãos, em relação aos metarenitos que ocorrem no Membro Pelítico da mesma formação. São geralmente pobres em matriz.

Nas camadas do corpo arenoso a N de Santana do Parnaíba, foram descritos termos sub-arcoseanos, de granulação média e cor de alteração amarela. Constituem-se em rochas pobremente selecionadas, com alguma matriz a sericita e biotita. Os grãos de quartzo têm contornos decussados, e alguns são policristalinos. O conteúdo de feldspatos não ultrapassa 20%, predomina o plagioclásio, embora o feldspato potássico (microclínio) esteja muito sericitizado. Existe tendência a diferenciação do conteúdo de feldspato em lâminas alternadas.

Metarenitos quartzosos médios, grosseiros e muito grosseiros são intercalações frequentes entre os metapelitos da Fm. Estrada dos Romeiros, em níveis de espessura cen-

timétrica a bancos métricos. Têm em comum a tendência a seleção moderada e ao arredondamento e esfericidade dos grãos de quartzo, na maioria policristalinos.

Em algumas intercalações, como no ponto 40, foi observada a transição de níveis centimétricos e sub-centimétricos destes metarenitos para os metapelitos, quando se tornam metagrauvacas quartzosas, com grãos policristalinos sub-arredondados em matriz a biotita e sericita.

3.3.2.3.3. METAGRAUVACAS

No corpo arenoso a S do anfibolito de Vau Novo ocorrem metarenitos quartzosos médios com matriz sericítica fina, que perfaz 30% da rocha. A seleção do arcabouço é boa, e os grãos são na maioria sub-arredondados. São ocasionais grãos de feldspato muito sericitizado.

Metagrauvacas médias de composição característica compõem um banco de expressão não mapeável em contato dentro do Rio Tietê com a lente de metadolomitos a N do corpo de Pirapora do Bom Jesus, e ocorrem em intercalações decimétricas na camada de calciofilitos a N. Podem representar a base do Membro Arenoso da Fm. Estrada Nova.

Estas rochas exibem grãos de quartzo sub-arredondados e sub-angulosos em matriz sericítica fina. São abundantes grãos de plagioclásio com contornos corroídos e penetrados pela matriz, e grãos substituídos por clorita, que podem representar fragmentos líticos não preservados.

3.3.2.3.4. METARENITOS LAMINADOS A HEMATITA

Estas rochas são restritas a níveis estratigráficos bem marcados, na parte média do Membro Arenoso e em intercalações menos espessas próximo ao topo do Membro Pelítico.

Constituem-se em camada guia para o primeiro, e estão bem expostos no estratôtipo e em afloramento na Estrada dos Romeiros (ponto 16), onde também ocorrem estruturas sedimentares preservadas.

São rochas médias a finas de cor fresca branca com lâminas cinzentas, e conforme o grau de alteração a cor pode se tornar uniformemente avermelhada.

A laminação é conferida por filmes sericíticos a hematita, que substitui pequenos cristais de secções hexagonais e rômbricas, possivelmente pseudomorfos sobre magnetita. As bandas e lâminas variam em composição, pela quantidade de sericita presente, sendo a alternância de bandas pelíticas variável por bancos. Nas bandas francamente arenosas, os grãos são sub-angulosos a sub-arredondados e a seleção é boa a moderada. Turmalina é o acessório mais frequente.

3.3.2.3.5. METAPELITOS BANDADOS

Os metapelitos bandados têm cor fresca cinza escura e cores de alteração vermelho-vinho a amarelada. O bandamento é centimétrico a sub-centimétrico, e sempre bem realçado pela alteração. Em ardósias e filitos muito finos o bandamento é conferido pela alternância de bandas ou lâminas meta-argilosas e meta-sílticas. Em rochas mais recristalizadas ou mais foliadas esta distinção é impossível a olho nu. Ao microscópio as bandas mais grosseiras preservam maior quantidade de quartzo, e as bandas mais finas são sericíticas.

Intercalações arenosas são comuns e generalizadas nos metapelitos, e intercalações de outros litotipos são raras.

Em lavra de filito a NE do Morro Boturuna (ponto 269), os metapelitos têm níveis centimétricos a decimétricos (até 30cm) de meta-chert ocre a marrom-escuro. Na Estrada dos

Romeiros, próximo ao contato com as camadas do primeiro membro vulcânico da Formação Boturuna (ponto 11), e em alguns pontos do perfil a SW deste local, ocorrem intercalações tufáceas decimétricas. Filitos grafitosos são de ocorrência localizada.

Os metapelitos são rochas a sericita e quartzo, onde a ocorrência de biotita é ocasional, em microporfiroblastos orientados segundo a clivagem S_2 (cap. V). Também em algumas amostras foram identificados pequenos porfiroblastos ("stacks") de clorita, segundo a clivagem S_2 . Outros porfiroblastos, de opacos, como ilmenita, pirita e magnetita ocorrem com frequência, rotacionados e com sombra de pressão, orientados segundo a clivagem de crenulação S_3 .

Turmalina, zircão, leucoxênio e apatita são os acessórios mais comuns, além dos opacos.

Os metapelitos têm texturas e paragêneses típicas do grau fraco de metamorfismo (Winkler, 1967) ou do fácies xistitos verdes (Turner, 1981). As rochas pelíticas do intrado do Sinclinório de Pirapora são típicas ardósias, e as demais filitos. Nas ardósias a sericita é imperceptível à vista desarmada, e a cor fresca das rochas é cinza-esverdeada. Entre os filitos, termos locais apresentam micas ligeiramente mais desenvolvidas, caracterizando quase uma xistosidade (S_2). Porfiroblastos de hábito micáceo, sub-milimétricos e arredondados, foram encontrados em metapelitos alterados de granulação ligeiramente mais grosseira, na estrada de acesso ao Sítio Boturuna, a SE do Morro Boturuna. Os porfiroblastos persistem nos metapelitos a E da represa, em linha próxima ao contato com a camada de metarenitos. O seu aspecto micáceo e a cor de alteração esverdeada sugerem a presença de cloritóide, não confirmada.

3.3.2.4. LIMITES

O limite inferior da Formação Estrada dos Romeiros dá-se por contato gradacional do seu Membro Arenoso com o Membro Carbonático da Formação Pirapora. No limite superior ocorre contato brusco a gradacional do Membro Pelítico com a Formação Boturuna.

No perfil da figura 8, os metapelitos bandados que sobre põem as camadas arenosas com acamamento gradacional e es tratificação cruzada tangencial (ponto 267), após banco de 80m de metassiltitos homogêneos de cor de alteração vinho, passam a ter intercalações arenosas arcoseanas, gradualmente mais frequentes e mais espessas na direção sul.

O banco de metassiltitos homogêneos também está presente no perfil da figura 9, próximo ao contato com as camadas do Membro Vulcânico da Formação Boturuna, e nos perfis entre a parte SE do corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus e o Morro Boturuna. Neste local ele é observado na base da lente de metarcôseos e em contato gradacional com o corpo a N do Morro Boturuna.

Contatos bruscos ocorrem com os dois membros vulcânicos da Fm. Boturuna. Na Estrada dos Romeiros, entre os pontos 14 e 7 estão expostos os metassiltitos homogêneos, o correndo entre eles e as rochas básicas um banco de aproximadamente 9m de rocha muito alterada, com aspecto milonítico, a cristais alongados, sub-centimétricos, (feldspato?) em matriz sericítica fina.

Nas camadas a S da Várzea do Souza o contato metapelitos/metarenitos arcoseanos é brusco, bem como nas camadas da Serra da Sapoca.

3.3.2.5. CORRELAÇÃO COM OUTRAS UNIDADES

O Membro Arenoso da Formação Estrada dos Romeiros é

FIG. 8 - Perfil a NE do Morro Boturuna (pontos 18 a 275).
T - Topo estratigráfico determinado por ocorrência de estruturas geopetálicas.

Ev = Eh = 1:25.000

FIG. 9 - Perfil a N do Morro Boturuna.
T - Topo estratigráfico determinado por ocorrência de estruturas geopetálicas.

correlacionável à unidade dos "Metarenitos e Metarenitos Bandados", definida por Carneiro (1983) na faixa Jaraguá-Cristais. O autor refere passagem gradual de pacote de metarenitos rítmicos, com níveis de metarcôseos e micro-conglomerados, para metapelitos, que situa inferiormente.

O Membro Pelítico é correlacionável a este último pacote, que é descrito como filitos laminados com intercalações bastante restritas de rochas calciossilicáticas e anfíbolitos.

A Formação Estrada dos Romeiros como um todo, seria correlacionável ao pacote de metarritmitos pelítico-arenosos com intercalações basais de xistos, quartzitos hematíticos e rochas calciossilicáticas, definido por Campos Neto et al. (1983), na região de Igaratã. Neste caso, a posição estratigráfica seria correspondente, entre a unidade anfíbolítica basal e os metarcôseos rítmicos superiores.

Na coluna proposta por Hasui et al (1976), seria correspondente à sequência de filitos da Formação Boturuna, e a parte das intercalações arenosas nela situadas, bem como o Membro Pelítico é correlacionável à Formação Piragibú.

3.3.3. FORMAÇÃO BOTURUNA

3.3.3.1. DIMENSÕES, FORMA E DISTRIBUIÇÃO

A Formação Boturuna é sub-dividida em quatro membros, que tem afloramento contínuo na região do Morro Boturuna e seu flanco N.

Os corpos do primeiro Membro Vulcânico são representados por um nível tabular dobrado, de continuidade superior a 14km, estendendo-se a E fora da área mapeada, e por

corpos lenticulares hectométricos, situados entre os quartzitos do Morro Boturuna e o Granito de Itaqui. Estes afloram alinhados com um nível tabular mais extenso, repetido por falha de empurrão. A espessura aproximada é da ordem de 150m, segundo a estimativa a partir dos perfis das figuras 8 e 9. Na figura 8 a espessura aparente superior a 300m é improvável, por não ter sido confirmada em outros perfis.

O Membro Arcoseano perfaz, a N do Morro Boturuna, um pacote bastante espesso e de continuidade superior a 7km, onde estão situadas inúmeras lavras em metarenitos friáveis. Também ocorre em camada dobrada, que limita parcialmente o primeiro membro vulcânico, a S da Várzea do Souza, e em várias camadas lenticulares menores entre o Morro Boturuna e o granito São Roque. Sua espessura aproximada é superior aos 900m.

O segundo Membro Vulcânico é de ocorrência restrita a quatro corpos lenticulares alongados, hectométricos, que ocorrem na base ou próximo ao topo do pacote de metarcóseos. Sua espessura é inferior a 50m.

Os quartzitos que compõem o Membro Ortoquartzítico afloram em corpo tabular dobrado, contínuo por mais de 7km, e que sustenta o relevo da Serra do Boturuna.

A Serra da Sapoca, no limite NW da área mapeada, é também sustentada pelos quartzitos, com faixas subordinadas de meta-wackes quartzosos. A espessura mínima calculada para o Membro Ortoquartzítico alcança 300m.

3.3.3.2. ESTRATÓTIPO E SECÇÕES DE REFERÊNCIA

3.3.3.2.1. LOCALIZAÇÃO DO ESTRATÓTIPO

O estratótipo da Formação Boturuna fica situado em um

perfil com afloramentos de continuidade regular, no flanco NE do Morro Boturuna, entre os pontos 270 e 275 (fig. 8). As espessuras e inter-relações dos membros da Formação Boturuna são mais ou menos uniformes ao longo do flanco N do morro, e outro perfil é apresentado entre os pontos 281 e 287 (fig. 9). Ambos os perfis são estendidos até a Falha dos Romeiros, ilustrando também as relações com a Formação Estrada dos Romeiros.

A parte do estratótipo referente ao Membro Ortoquartzítico foi montada em perfil a W, entre os pontos 348 e 351.

As melhores exposições do Membro Arcoseano encontram-se em anfiteatros das lavras da face N do Morro Boturuna, e nas estradas e trilhas que lhes dão acesso.

O caráter estratificado das rochas básicas do primeiro Membro Vulcânico pode ser visto nos cortes da Estrada dos Romeiros, onde eventualmente pode-se obter amostras frescas. As estradas que ligam Santana do Parnaíba e a Granja Yamamoto à Várzea do Souza também apresentam boas exposições em rochas relativamente frescas.

Os afloramentos do segundo Membro Vulcânico da Formação Boturuna apresentam-se invariavelmente alterados, mas permitem o reconhecimento de estruturas e texturas. Entre os pontos 301 e 303, em piso e cortes na estrada de acesso a uma lavra de metarcôseos, situam-se talvez as melhores e mais contínuas exposições. Também no perfil da figura 9, entre os pontos 285 e a lavra de areia do ponto 286, pode-se ver em detalhes os bancos básicos amigdalóides. As rochas vulcânicas félsicas só foram reconhecidas com segurança no estratótipo.

Nas secções do Membro Ortoquartzítico, os afloramentos do Morro Boturuna são de alcance difícil, sendo atingidos somente a pé. A ausência de trilhas, e o pedimento quartzoso que recobre o morro tornam os bons afloramentos restritos a penhascos, onde o perfil das camadas tem magníficas exposições contínuas, praticamente inacessíveis.

Nas camadas da Serra da Sapoca o nível de quartzitos é balizado a S por meta-wackes quartzosos, e não foram observadas estruturas sedimentares.

3.3.3.2.2. DESCRIÇÃO DO ESTRATÓTIPO

O estratótipo da figura 10 inicia a partir do contato transicional dos filitos do Membro Pelítico da Formação Estrada dos Romeiros, que após um nível de metassiltitos homogêneos passam a ter intercalações de metarenitos arcoseanos grosseiros e gradam para metarenitos arcoseanos finos com intercalações de metassiltitos. Acamamento gradacional normal foi observado em vários ritmos da base deste pacote, que perfaz aproximadamente 200m.

Acima ocorre o primeiro Membro Vulcânico, em corpo tabular estratificado em bancos métricos, perfazendo no mínimo 150m de espessura.

Inicia por nível de 15m de rocha básica alterada de granulação média a fina, com foliação pouco desenvolvida, seguido por nível de 10m com estruturas em "pillow-lavas" muito estiradas, elipsoidais, de dimensões entre 30-40 x 10-15cm (diâmetros maiores e menores das elipses).

Após o nível de "pillows", em contato brusco, segue-se nível de 3m de rocha de granulação muito fina, com bandamento centimétrico a sub-centimétrico. A cor de alteração ocre e o aspecto argiloso plástico dos alteritos permite associá-los a metatufos bandados, que ocorrem frescos em outros afloramentos do mesmo membro.

Acima, o perfil contínuo segue com nível de 14m de rocha de cor de alteração ocre, pouco foliada, com granulação muito fina na base, gradando para granulação mais grossa no topo. Em contato brusco, este nível é sobreposto por mais um banco de "pillow-lavas", de 15m, com almofadas semelhantes do primeiro banco, e com material

Quartzitos de granulação média, grosseira e muito grosseira, de cor cinza-escuro, com bancos a bandamento centimétrico, por alternância de níveis grosseiros e muito grosseiros. Matriz limonitizada, linha de seixos, e acamamento gradacional inverso, locais.

Metarenitos arcoseanos cinzentos médios e grosseiros bandados com lâminas argilosas. Laminação paralela micro-gradada, laminação "flaser", estratificação cruzada tabular decimétrica.

Bancos e diques de orto-anfibolitos médios e bancos métricos de rochas amigdalóides, com metavulcânica ácida amigdalóide subordinada.

Metarenitos arcoseanos cinzentos com bandamento centimétrico a sub-centimétrico, de granulação média, localmente grosseira, com intercalações de metassiltitos e quartzitos grosseiros. Estratificações cruzadas tabulares decimétricas.

Orto-anfibolitos grosseiros médios e finos com níveis métricos a estruturas em "pillow lavas" e níveis métricos de metatufos laminados e prováveis rochas piroclásticas.

Metarenitos arcoseanos finos de cor creme e metasiltitos arenosos.

Metarenitos arcoseanos grosseiros com intercalações metapelíticas.

FIG. 10 - Estratôtipo da Formação Boturuna.

inter-pillow quartzo-argiloso bem destacado. O perfil contínuo é interrompido após afloramento de 6m de metabasito de granulação média.

Poucas dezenas de metros adiante aflora metabasito alterado de granulação extremamente grosseira, com cristais de anfibólio de até 0,5cm de diâmetro.

Acima voltam a ocorrer os metarenitos arcóseos, com bandamento centimétrico a sub-centimétrico, por alternância de níveis de granulação fina a média e níveis médios. O bandamento é também conferido por maior ou menor quantidade de matriz, predominando metarenitos com caráter de grauvacas. São comuns intercalações de metassiltitos e de quartzitos grosseiros, em bancos centimétricos a decimétricos.

Foram observadas estratificações cruzadas tabulares, decimétricas, próximo ao contato com o segundo Membro Vulcânico. Este principia por diques de rocha metabásica de granulação média, de 0,5m de espessura, que cortam o bandamento de metarenitos arcóseos com bancos métricos de metassiltitos. Logo acima ocorrem intercalações sub-métricas de rocha básica amigdalóide nos metarenitos, e um nível de 30cm de espessura de rocha fêlsica amigdalóide, com amígdalas de até 1,5cm de diâmetro, estiradas. O contato inferior deste nível é nítido, mas o contato superior é difuso, tendo-se obtido amostras onde mesmo em lâmina delgada é dúbia a distinção entre a vulcânica fêlsica com amígdalas deformadas e um provável wacke quartzoso com grãos de quartzo estirados. Não se exclui a possibilidade da ocorrência de tufos ácidos.

O pacote de metarcóseos persiste por mais 170m na vertical, tendo-se observado em lavra de areia, rochas de cor semi-alterada cinza, com laminação paralela micro-gradada, laminação "flaser", com lentes argilosas e estratificação cruzada tabular.

A secção do Membro Ortoquartzítico foi montada em outro perfil, no qual se teve acesso ao cume do Morro Boturuna.

Consiste em um pacote de espessura mínima de 300m, de quartzitos de granulação média, grosseira e muito grosseira, de cor fresca cinza escura. Ocorrem bancos relativamente homogêneos e bancos a bandamento centimétrico (1,5 a 2cm) por alternância de níveis de granulação grossa e níveis de granulação muito grosseira.

Cimento limonítico entre os grãos de quartzo é frequente e linhas de seixos de quartzo e quartzito, bem como acamamento gradacional inverso, são de ocorrência localizada.

3.3.3.3. CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRÁFICA

3.3.3.3.1. MEMBRO VULCÂNICO 1

Os corpos tabulares do primeiro Membro Vulcânico apresentam-se geralmente com rochas alteradas, mas em todas as situações é recuperável a estratificação dos metabasitos, em bancos de poucos metros a dezenas de metros.

Os bancos diferenciam-se pela ocorrência de metabasitos de granulação grosseira, média, ou fina, e eventualmente, por laminação, textura amigdalóide e estruturas em "pillow-lavas". Os termos mais grosseiros, com cristais de anfibólio de até 0,5cm, apresentam tendência a textura equigranular granoblástica em amostra de mão, contanto a foliação seja sempre observável em lâmina delgada. Os termos médios e finos têm texturas nematoblásticas dos anfibólios, e a foliação pode ser mais ou menos acentuada, ocorrendo também rochas finas sem foliação muito evidente. O contato entre os bancos é brusco e planar. No local do estratotipo foi observada gradação de termos muito finos a médios, da base para o topo de um dos níveis.

Da descrição petrográfica de lâminas delgadas, onde se obteve amostras frescas ou semi-frescas, as rochas básicas

podem ser agrupadas em orto-anfibolitos de granulação grosseira a fina, orto-anfibolitos amigdalóides e anfibolitos bandados, prováveis metatufos.

3.3.3.3.1.A. ORTO-ANFIBOLITOS DE GRANULAÇÃO GROSSEIRA A FINA

São rochas de cor fresca verde-escura e cor de alteração ocre a vermelho, cuja mineralogia essencial é actinolita (60-40%) e plagioclásio (albita - 20-25%). Apresentam epidoto (pistacita), clorita e biotita em quantidades geralmente maiores que as de minerais acessórios, e quartzo, leucoxênio, titanita e opacos (magnetita e ilmenita) como acessórios.

O anfibólito ocorre nas rochas grosseiras em porfiroblastos placóides milimétricos, com frequência em arcos poligonais indicando recristalização pós-tectônica à clivagem S_2 . Textura blastosubofítica e blastofítica com pequenas ripas de plagioclásio é comum.

Os anfibólitos têm pleocroísmo verde algo mais intenso que o encontrado nos anfibólitos das rochas da Formação Pirapora. Em algumas amostras (pontos 7 e 46), porfiroblastos de actinolita têm bordos com pleocroísmo verde-azulado, e ângulos de extinção (ZAC) em torno de 18° , um pouco mais alto que o de actinolitas comuns.

Clorita de cor de interferência marrom (magnesiânica) substitui parcialmente os anfibólitos, que quando se apresentam mais cloritizados têm, nos bordos e como inclusões, pequenos cristais de epidoto. O epidoto também ocorre em cristais euédricos bem desenvolvidos, maiores que 0,5mm.

Em uma amostra de anfibolito grosseiro observou-se porfiroblastos de actinolita (40%) em matriz a clorita, com epidoto de birrefringência cinza-azulada e leucoxênio. A matriz cloritizada talvez fosse originalmente vítrea.

Orto-anfibolitos mais finos apresentam maior quantidade

de actinolita, em porfiroblastos aciculares dobrados com massas intersticiais de plagioclásios. Clorita e leucoxênio tem quantidade ligeiramente maior em relação aos termos grosseiros. As agulhas de anfibólio são com frequência zonadas, apresentando bordos com pleocroismo azulado e centro com pleocroismo verde-amarelado. Texturas blastofíticas foram observadas.

3.3.3.3.1.B.ORTO-ANFIBOLITOS AMIGDALÓIDES

Bancos de rochas amigdalóides, com amígdalas quartzosas sub-centimétricas, com grau de estiramento maior ou menor segundo a foliação S_2 , ocorrem amiúde nos metabasitos. São quase invariavelmente rochas muito alteradas, e amostras semi-frescas foram obtidas apenas em um corpo pequeno (ponto 196), situado estratigraficamente abaixo de metarcôseos. As amígdalas têm tamanhos de 1 cm a poucos mm, e distribuem-se em níveis sub-métricos com tendência a uniformidade de tamanho e deformação, alternando níveis métricos não-amigdalóides.

Em lâmina, as amígdalas mais estiradas segundo a foliação S_2 , tem o aspecto de pequenas lentes quartzosas dobradas, e as amígdalas menores que 2-3mm têm contorno difuso. As texturas preservadas mostram agregados ovóides (2-3mm a 1cm) de quartzo em cristais poligonais, às vezes acompanhado por porfiroblastos euédricos de biotita e epídoto.

As amígdalas são isoladas ou perfazem 20% da rocha, e a matriz tem localmente agregados ripiformes imbricados, substituídos por finíssimas agulhas de actinolita.

As ripas imbricadas são de dimensões compatíveis com o tamanho de plagioclásios, em amostras do mesmo afloramento. Distribuem-se em volta de amígdalas, e podem conferir uma certa laminação à rocha, por alternância de lâminas como as descritas, sugerindo textura de fluxo, e

lâminas onde as ripas e amígdalas estão muito estiradas e dobradas.

Em amostra com amígdalas maiores (~ 1cm), foi descrita textura blastomicroporfirítica a blastomicroglomeroporfirítica, com agregados de plagioclásios idiomórficos em matriz a actinolita, epídoto e ilmenita.

3.3.3.3.1.C.ANFIBOLITOS BANDADOS

São rochas bandadas a laminadas, quando semi-frescas apresentam cores verde-maçã, cinza-esverdeado e verde-amarelado. Muito alteradas, têm cores ocre e amarelada.

O bandamento e a laminação correspondem a diferenças texturais e mineralógicas. A mineralogia essencial é quartzo (30-45%), actinolita (30-50%) e epídoto (20-40%). Acessoriamente são comuns titanita, leucoxênio e magnetita. Biotita pode ocorrer em porfiroblastos de crescimento incipiente.

As lâminas ou bandas diferenciam-se pela quantidade relativa de quartzo e actinolita, e de epídoto em algumas rochas.

Em anfibolitos bandados que intercalam filitos na Estrada dos Romeiros (ponto 11), bandas de 4-5cm, com predominância de quartzo sobre actinolita e epídoto, tem granulação média a fina, e bandas a actinolita e clorita predominantes, são muito finas e tem laminação interna, de espessura milimétrica a sub-centimétrica.

O quartzo nestas rochas ocorre como grandes massas mono ou policristalinas, de extinção ondulante e com bordos de aspecto corroído. A tremolita constitui porfiroblastos e grânulos menores, e o epídoto pequenos cristais euédricos.

Nos anfibolitos laminados do corpo tabular a SE do Morro

Boturuna, a espessura das lâminas alternadas (4mm-1mm - 3 mm) é bastante regular e recorrente, sendo a laminação de vida a diferentes quantidades de epídoto.

Alternam-se lâminas a actinolita e quartzo, com epídoto como acessório, em cristais muito pequenos, lâminas de mesma composição com epídoto a 20%, ainda em cristais eudrícos pequenos; lâminas a epídoto sub-milimétrico, constituindo 40-50% da rocha, e epidósitos em níveis de 1mm.

No perfil de acesso a Vau Novo (ponto 45), próximo a falha de Romeiros, foi descrito um anfibolito de laminação muito fina, a actinolita (50%), quartzo (35%), com porfiroblastos de magnetita rotacionados segundo a clivagem S_2 . A laminação deve-se a uma discreta diferença de quantidade de quartzo, e lâminas quartzosas sub-milimétricas podem estar presentes.

3.3.3.3.2. MEMBRO ARCOSEANO

Os metarenitos arcoseanos da Fm. Boturuna são bandados a laminados, e tem predominantemente o caráter de wackes arcoseanos (Pettijohn et al., 1972). São comuns situações em que a quantidade de matriz varia em lâminas de uma mesma amostra, ou em amostras de mesmo afloramento. O bandamento e a laminação são conferidos por diferentes quantidades de matriz ou de feldspatos, por granulação, e pela alternância de filmes silticos entre os níveis arenosos. Intercalações subordinadas de metapelitos bandados e de siltitos arenosos, em bancos decimétricos a métricos, são frequentes a N do Morro Boturuna.

A cor semi-fresca das rochas é cinza-escura e os tons de alteração são claros, branco a amarelado e róseo. Próximo a intercalações vulcânicas a cor dos metarenitos pode tornar-se esverdeada.

A matriz sericitica caulinizada confere grande friabili-

dade às rochas alteradas, tornando fácil sua extração.

Lâminas e bandas microgradadas são aparentemente mais comuns nos níveis superiores, próximo ou acima do segundo Membro Vulcânico, assim como a ocorrência de estratificações cruzadas tabulares sub-métricas. Laminação "flaser" foi notada em lavra de areia, no ponto 286.

Em lâmina delgada torna-se evidente a variação na quantidade de matriz dos metarcóseos, que exibem termos entre wackes arcoseanos, com matriz fina sericítica perfazendo até 40% da rocha e metarcóseos, com matriz em torno de 15%, ou menos, mais raros.

Os clastos quartzosos predominam sobre os feldspáticos, e tendem a apresentar-se mais arredondados, constituindo a maioria dos grãos maiores. São raros os grãos policristalinos, e lâminas quartzosas, com grãos recristalizados a contornos poligonais são comuns.

Os feldspatos alcalinos (microclínio) apresentam-se em grãos sub-angulares e estão invariavelmente sericitizados, com contornos difusos. Grãos de plagioclásio têm macas curvas, e aparentemente se encontram mais preservados, com macas límpidas. Plagioclásios bem arredondados podem ser vistos em meta-wackes arcoseanos das camadas a S de Vau Novo (pontos 156, 157), e os plagioclásios são mais abundantes neste local, em relação às camadas a N do Morro Boturuna.

De maneira geral, o conteúdo em feldspatos não ultrapassa 30%, e algumas amostras, ou algumas bandas de determinadas amostras podem ser classificadas como meta-wackes sub-arcoseanos (Pettijohn et al., op. cit. e Folk, 1974).

A seleção dos clastos é pobre a regular, e os grãos com tendência a bom arredondamento e esfericidade regular não são predominantes.

Como acessórios são frequentes opacos, tremolita, zircão e apatita. Biotita foi observada em poucas amostras, em porfiroblastos de crescimento incipiente.

3.3.3.3. SEGUNDO MEMBRO VULCÂNICO

O segundo Membro Vulcânico da Fm. Boturuna apresenta afloramentos com rochas muito alteradas, onde raras amostras semi-frescas foram obtidas. A cor da alteração parcial das rochas difere um pouco da cor de metabasitos alterados, como descritos no primeiro membro vulcânico ou na Fm. Pirapora. Embora rochas muito alteradas mantenham tons ocres a vermelhos, rochas semi-alteradas têm cores cinzentas a verde-claro. Os litotipos ácidos a intermedíarios têm cor cinza-clara a cinza-azulada.

A litologia predominante consiste em bancos métricos a sub-métricos (0,5-3m) de meta-vulcanitos amigdalóides intercalados aos metassedimentos. A textura amigdalóide, com amígdalas quartzosas de 1cm e pouco maiores, é prontamente identificável, por maior que seja o grau de alteração das rochas. As amígdalas são geralmente mais estiradas no topo dos bancos, tendo-se observado no ponto 301 estiramento gradativo em direção ao topo, que resulta em rompimento das amígdalas, transformadas em lâminas de 3-4cm de comprimento.

Indicadores de polaridade de camadas são encontrados em microgradações nos metassedimentos intercalados. Uma situação comum nos afloramentos é a da difícil distinção entre níveis vulcânicos não amigdalóides e prováveis metapelitos. É frequente, dentro dos bancos vulcânicos, a recorrência de níveis amigdalóides com passagem para rochas finas, sericíticas, com minerais opacos até 10% (filitos hematíticos?)

No local do estratotipo (ponto 275), a coluna inicia por um dique de orto-anfibolito de cor de alteração vermelha e granulação média, que corta o bandamento de meta-wackes arcoseanos, sobrepostos por metassedimentos silíticos. Os últimos têm intercalações sub-métricas de rocha amigdalóide de cor de alteração verde, e no topo um nível de 30cm de rocha a amígdalas quartzosas em matriz sericítica.

A passagem da rocha amigdalóide para o metarcóseo superposto é gradativa, e a distinção entre os dois termos é pouco nítida, mesmo em observação em lâminas delgadas.

A rocha metavulcânica ácida ou intermediária apresenta amígdalas elipsoidais de poucos milímetros a 1,3cm de diâmetro maior, em matriz sericítica a ilmenita e quartzo. Na composição da matriz, a sericita, em palhetas finas e orientadas segundo a foliação S_2 perfaz 70%.

A ilmenita, (10-20%) em cristais esqueléticos ripiformes, também orientados segundo a foliação S_2 , foi reconhecida pelo seu hábito e pelo aspecto sob luz refletida sobre a lâmina.

O quartzo (10%) ocorre em textura blastomicroporfirítica com cristais de contorno pouco nítido, em secções ovóides a quase rômbricas, ou em secções alongadas, com terminações em cuspide que lhe confere o aspecto de "cacos".

As amígdalas são preenchidas por quartzo em cristais de contorno poligonal, límpidos, ou podem apresentar preenchimento misto, com quartzo poligonal no núcleo, e nos bordos quartzo em cristais maiores, de contorno decussado e com textura poiquilítica por inclusões de palhetas e massas sericíticas. Amígdalas preenchidas por quartzo poiquilítico lamelar, intercalado com palhetas de sericita são menos comuns. As lamelas estão estiradas em ângulo com a foliação S_2 . Este último tipo de amígdalas representa provavelmente vesículas de preenchimento posterior, durante a diagênese ou o metamorfismo.

Em amostras coletadas nos níveis superiores à rocha amigdalóide, ocorre transição de rochas semelhantes, com amígdalas menos definidas e menores, cristais esqueléticos de ilmenita e microporfiroblastos de quartzo, para rochas sericíticas com bandas quartzosas descontínuas e dobradas, ricas em opacos muito finos. Torna-se difícil definir se as bandas quartzosas não representam amígdalas estiradas, e a quantidade de opacos é incomum para um metapelito. A transição ocorre em poucas dezenas de centí-

metros, para meta-wackes arcoseanos esverdeados com intercalações de metassiltitos.

3.3.3.3.4. QUARTZITOS

Os quartzitos são rochas de granulação média a grossa. A cor fresca é cinza-escuro, devido a ocorrência de cimento ferruginoso entre os grãos de quartzo. Torna-se difícil definir até que ponto as cores mais claras (brancas, amareladas e róseas) são devidas a remoção de cimento por intemperismo, ou mesmo se o óxido de ferro que envolve os grãos não seria proveniente da alteração intempérica de minerais de ferro acessórios. Pode-se afirmar, no entanto, que a ocorrência do cimento não é relacionada a maior ou menor quantidade dos acessórios opacos, que de resto são pouco abundantes, e são encontráveis a floramentos e amostras aparentemente frescos, onde a ocorrência dos acessórios opacos é relativamente abundante (3%) e as rochas têm cor branca. Outro fato significativo é a preservação dos contornos originais de grãos envolvidos por filmes limoníticos.

A distribuição do cimento pode variar em bandas concordantes ao acamamento, ou por aspecto manchado, com regiões circulares difusas, sub-centimétricas.

Grânulos e seixos esparsos, de tamanho até 5cm, constituídos por quartzo e quartzito branco ou esverdeado, são comuns. No ponto 351, no topo do Morro Boturuna, foram encontrados seixos placóides, bem arredondados, de clorita-xisto, juntamente com seixos de quartzito grosseiro e de quartzo leitoso. Além de ocorrerem esparsamente, os seixos podem constituir níveis decimétricos, onde perfazem até 20% do quartzito. A tendência observada foi a do agrupamento em linhas de seixos de pequena continuidade lateral.

Bandamento regular, por alternância de níveis de 1,5 a 2cm de quartzito grosseiro e muito grosseiro foi observado ao menos em um banco, no ponto 350. Nos níveis grosseiros ocorre acamamento gradacional inverso, constatado com alguma dificuldade devido a má separação.

Ao microscópio, ou mesmo em amostra de mão, é evidente a tendência ao bom arredondamento dos grãos de quartzo. A esfericidade é variável, predominando os grãos elipsóides. A seleção é boa a moderada, raramente pobre. Predominam os grãos monocristalinos, e os raros grãos policristalinos destacam-se em tamanho e têm contornos internos estirados e decussados.

Os grãos de quartzo têm ordinariamente contatos côncavo-convexos, decussados. Em alguns pontos onde se observam restos de provável cimento sericitizado, ou de matriz sericitica muito restrita, os grãos preservam contornos bem arredondados. O mesmo acontece quando está preservado o cimento limonítico.

Os acessórios mais frequentes são óxido de ferro, turmalina e zircão, que não ultrapassam 1%. Em poucos locais o óxido de ferro chega a 3%.

3.3.3.4. LIMITES

O limite inferior dá-se por passagem transicional do Membro Pelítico da Fm. Estrada dos Romeiros para o Membro Arcoseano, ou por contato brusco daquele com o primeiro ou o segundo Membro Vulcânico.

3.3.3.5. CORRELAÇÃO COM OUTRAS UNIDADES

Dentre as unidades definidas por Carneiro (1983), na

faixa Jaraguá-Cristais, a Fm. Boturuna pode ser correlacionada ao pacote de metapsamitos impuros, que compreende "metarcôseos, metarenitos e metagrauvacas, com intercalações de anfibolitos, metaconglomerados polimíticos e metavulcânicas básicas amigdaloidais" com quartzitos no topo e rochas meta-subvulcânicas riódacíticas próximas ao topo.

Dentre os litotipos mencionados, não se encontrou na região de Pirapora do Bom Jesus metaconglomerados polimíticos, nem foram mapeados níveis do metacalcário entre os metarcôseos.

Para as metavulcânicas básicas amigdaloidais, Carneiro (1983) refere passagem transicional a metarenitos finos avermelhados, através da diminuição do número e da espessura dos níveis básicos intercalados nos metarenitos. A correlação mais provável destes níveis dá-se com o segundo Membro Vulcânico da Fm. Boturuna, dado o caráter transicional da passagem para os metarcôseos, e a constância da ocorrência de rochas amigdalóides.

As rochas vulcânicas ácidas a intermediárias do mesmo membro, talvez tenham posição estratigráfica correspondente às meta-subvulcânicas porfiríticas do Morro do Polvilho e do Sítio Ghisalbert. Carneiro (1983) comenta a falta de exposições nos contatos com a unidade metarenítica e relata intercalações de metarenitos finos nas rochas ígneas.

Com o primeiro Membro Vulcânico seriam correlacionáveis os pequenos corpos de anfibolitos médios a grosseiros, que intercalam os metarenitos, e um dos corpos de anfibolitos bandados da faixa Jaraguá-Cristais, aquele que aflora em meio a unidade de filitos. O autor cita contato transicional dos anfibolitos bandados com os filitos adjacentes.

O Membro Ortoquartzítico é correspondente a unidade quartzítica, que na faixa Jaraguá-Cristais ocorre em corpos lenticulares de extensão relativamente menor.

Com relação ao esquema litoestratigráfico proposto por Campos Neto et al. (1983), a Fm. Boturuna poderia equiparar-se à unidade superior, descrita da base para o topo como uma sucessão de metarcôseos rítmicos, metarenitos rítmicos, micaxistos e filitos com intercalações de quart_zitos.

Finalmente, na coluna descrita por Hasui et al. (1976), o Membro Arcoseano corresponderia à unidade superior (Fm. Piragibū), descrita como sequência rítmica com característica de depósitos de "flysch", referência provável ao caráter da laminação dos meta-wacke arcoseanos. O Membro Ortoquartzítico é correlacionável às intercalações quart_zíticas da sequência basal, denominada Formação Boturuna pelos autores, e cujo nome foi mantido, não obstante a redefinição proposta quanto ao posicionamento e à caracterização litológica da unidade litoestratigráfica.

3.3.4. SUITE GRANÍTICA CANTAREIRA

A área mapeada inclui uma pequena faixa da porção N do Batólito de Itaqui, e do extremo NE do Batólito de São Roque. Inclui também boa parte do "stock" granítico do Ponduva.

Estes corpos graníticos foram reconhecidos por Hasui et al. (1978), como pertencentes a Suite Cantareira, de caráter sintectônico ao Ciclo Brasileiro.

No presente trabalho o enfoque nos corpos graníticos restringiu-se à descrição macroscópica de amostras e ao estudo das relações de contato com os metassedimentos e metavulcânicas.

As rochas graníticas dos corpos de Itaqui e São Roque, são biotita - granitos a granodioritos porfiríticos, com megacristais de feldspato potássico brancos a rosados de 2 a 5cm, subédricos a euédricos, em matriz inequigranular

média a grosseira, a feldspato róseo, feldspato branco (plagioclásio), quartzo e biotita.

A ocorrência de foliação é comum nos bordos do batólito, através da orientação das biotitas. Os megacrístais de feldspato também podem apresentar disposição algo orientada.

Na periferia do corpo de Itaqui, a ^SN da cidade de Santana do Parnaíba e na região do contato por falha com o Grupo São Roque, a E e SE da mesma cidade, numerosos diques e "sills" de rochas graníticas equigranulares finas a médias são intrusivos nos anfibolitos bandados da Fm. Pirapora e nos metapelitos da Fm. Estrada dos Romeiros. Entre eles ocorrem rochas a quartzo bipiramidal em matriz caulinizada, e rochas quartzosas muito finas. As últimas, em bancos conformes ao bandamento das encaixantes e bastante alteradas, podem ser confundidas com os metasedimentos.

Metamorfismo de contato do fácies anfibólito-hornfels em rochas calciossilicáticas e quartzo-pelíticas é descrito na Fm. Pirapora (item 3.3.1.3), mas o grau de intemperismo e a descontinuidade da exposição impediram o mapeamento de auréolas de contato.

No contato com os anfibolitos bandados, próximo a Santana do Parnaíba (pontos 352 a 354), diques de granito a biotita de granulação média cortam a foliação S_2 e veios quartzosos a eles associados são dobrados pela foliação S_3 . Alguns "sills" intrusivos em metarcôseos e metagrauvas da Fm. Pirapora (ponto 363) têm granulação fina nas bordas.

O contato do corpo granítico de São Roque com os metapelitos da Fm. Estrada dos Romeiros dá-se por falhas (cap. V) e não foram observados metamorfismo de contato ou hipófises graníticas na sua periferia.

Da mesma maneira, no contato do "stock" do Ponunduva com as ardósias da Fm. Estrada dos Romeiros, através da Falha

de Morro Grande (cap. V), as evidências de auréolas de contato ou outras relações intrusivas não são recuperáveis. No restante da periferia deste corpo não foram encontradas boas exposições do contato.

No "stock" do Ponunduva é generalizada a ocorrência de foliações cataclásticas e miloníticas. Quando mais preservadas, as rochas exibem textura porfiróide e são semelhantes às dos corpos de Itaqui e São Roque. Predominam as texturas protomiloníticas e cataclásticas. O epidoto é comum nos cataclasitos. No "Mapa Geológico da Folha de Santana do Parnaíba", escala 1:50.000 (Secr. Ind. Com. Ciên. e Tecn., PRÓ-MINÉRIO, 1984), o "stock" do Ponunduva foi agrupado às rochas granitóides leucocráticas com termos a duas micas.

3.3.5. UNIDADE DOS BLASTOMILONITO-GNAISSES

Rochas graníticas e gnáissicas com texturas protomiloníticas a ultra-miloníticas ocorrem em duas faixas associadas a falhamentos, na extremidade SW da área mapeada (capítulo V).

Predominam biotita-granitos protoclasticos de granulação média, blastomilonito-gnaisses a muscovita e biotita-xistos, em afloramentos onde vários termos podem ocorrer justapostos, em "slabs" métricos. A foliação cataclástica encontra-se crenulada em dobras abertas. Em lâmina delgada, em gnaisse do ponto 181, a foliação cataclástica é plano-axial a dobras em níveis quartzosos descontínuos, intra-foliais, estando preservados arcos poligonais em biotitas e muscovitas. A foliação cataclástica passa rapidamente à foliação S_2 , através de faixa estreita de filonitos em metassedimentos do Grupo São Roque (cap. V).

3.3.6. SEDIMENTOS TERCIÁRIO-QUATERNÁRIOS

3.3.6.1. CUNHAS CLÁSTICAS LITIFICADAS, ASSOCIADAS A ZONAS DE FALHA

Em duas ocorrências mais extensas, associadas à falha normal a E de Pirapora do Bom Jesus, e em diversas ocorrências pontuais, foram observadas brechas litificadas com seixos angulosos e grânulos de metassedimentos que ocorrem nas imediações, em matriz siltico-argilosa compacta de cor ocre bastante dura quando fresca.

Os termos mais grosseiros são encontrados na Fazenda Jacomina, onde grânulos, seixos e matações de metarenitos variados e de calciofilito, têm disposição caótica em matriz arenosa fina-média. Os clastos são predominantes sobre a matriz, e em um local pode ser visto imbricamento e acamamento gradacional inverso. No Vale da Fazenda Jacomina as rochas mais grosseiras perfazem os níveis baixos, e em terraços mais elevados que o nível do córrego do Carã, predominam fragmentos menores (2-4cm) em matriz arenosa. O limite superior do pacote é a cota de 675m.

Uma pequena lente, com clastos de 2cm e menores, em matriz fina siltico-argilosa de cor ocre, ocorre a S, acima da cota 775.

Ao longo da Falha dos Romeiros, a SW de Várzea do Souza, encontra-se outra lente de características semelhantes a esta última, entre as cotas 700 e 750.

Estes níveis parecem representar tálus associados a movimentos verticais em zonas de falha, no caso da Fazenda Jacomina preenchendo um vale, e nas demais ocorrências, recobrando encostas íngremes.

3.3.6.2. SEDIMENTOS CONGLOMERÁTICOS, ARENOSOS E ARGILOSOS EM ESTRUTURAS DE CANAL E EM PEQUENAS BACIAS ISOLADAS

Em corte na Estrada dos Romeiros, na subida para as imediações da cidade de Pirapora do Bom Jesus, pode ser vista uma pequena estrutura em canal preenchida por seixos de filito e de quartzo imbricados, em matriz areno-argilosa.

A diferença de cota deste ponto ao nível da lâmina d'água da Represa de Pirapora é superior a 100m, e o desnível em relação ao leito do Rio Tietê, abaixo do Reservatório de Rasgão, é superior a 150m.

Uma pequena falha inversa de baixo ângulo coloca os filitos do Grupo São Roque acima dos sedimentos de canal.

Os demais corpos de sedimentos argilo-arenosos e arenosos distribuem-se em manchas pouco extensas e isoladas, nas imediações da Falha de Romeiros (cap. V). As argilas de cores variegadas (verde, vinho, amarelo) têm aspecto semelhante às argilas da Formação São Paulo. No local conhecido como Maria Luiza, (ponto 19), em corte na Estrada dos Romeiros, estão expostas crostas lateríticas em arcos métricos fechados, semelhantes a dobras. As crostas ocorrem em argilas variegadas.

3.3.6.3. DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES

Os depósitos aluvionares recentes incluem sedimentos arenosos do leito de córregos e ribeirões, raramente de expressão mapeável, e sedimentos siltico-argilosos e arenosos da extensa Várzea do Rio Juqueri, em Várzea do Souza.

CAPÍTULO IV

ESTRUTURAS PRIMÁRIAS PRESERVADAS

1. ESTRUTURAS SEDIMENTARES - DESCRIÇÃO E CONSIDERAÇÕES QUANTO AO EMPREGO NA DETERMINAÇÃO DE POLARIDADE DE CAMADAS

A maior parte das estruturas sedimentares preservadas e reconhecidas em rochas do Grupo São Roque, ocorre em metapsamitos. As que apresentam melhor qualidade quanto a preservação são as situadas em rochas da zona das ardósias, no intrado do Sinclinório de Pirapora (cap. V).

Dentre as estruturas sedimentares descritas predominam as de natureza intra-estratal, como vários tipos de acamamento. Entre as estruturas pós-deposicionais, devidas a deformação penecontemporânea, foram reconhecidas laminações convolutas.

Estruturas inter-estratais, como as de origem erosiva (estruturas de corte e preenchimento, marcas de objetos, turboglifos, etc.) não foram identificadas.

Estruturas biogênicas (estromatólitos) foram reconhecidas no membro carbonático da Fm. Pirapora.

1.1. ACAMAMENTO

1.1.1. ACAMAMENTO POR VARIAÇÃO TEXTURAL E COMPOSICIONAL

O bandamento das rochas pelíticas e arenosas, comum em todas as unidades litoestratigráficas, pode ser quase sempre reconhecido como acamamento.

Nos metapelitos rítmicos, o bandamento ou a laminação

corresponde à alternância de níveis meta-argilosos, meta-silticos-arenosos ou meta-arenosos finos (fig. 11).

FIG. 11 - Bandamento por intercalações de lâminas arenosas de granulação média a grosseira em metapelitos.

As bandas ou lâminas silticas e siltico-arenosas têm cores de alteração vinho, as argilosas tendem a cores ocre a amarelas, e as arenosas são brancas, amareladas ou rosadas. Em metapelitos frescos, o bandamento é identificado com maior dificuldade, em tons de cinza, cinza-escuro e preto.

Em ardósias é mais fácil o discernimento da diferença de granulação entre bandas meta-silticas e meta-argilosas, e em rochas onde a foliação se aproxima de uma xistosidade (fig. 25), apenas o contraste de cores permite a visualização do bandamento.

Dentre os metarenitos, o acamamento é ressaltado por níveis de diferente granulação ou pela ocorrência de bandas ou filmes pelíticos, e mais raramente por filmes hematíticos. Diferenças na quantidade de matriz em bandas alternadas é comum em meta-wackes arcoseanos da Fm. Botu runa.

1.1.2. ACAMAMENTO GRADACIONAL

O acamamento gradacional é frequente na unidade dos ritmitos arenosos gradados da Fm. Estrada dos Romeiros, bem como em ritmos microconglomeráticos recorrentes ao longo da coluna. É frequente também, em micro-gradações em meta-wackes da Fm. Boturuna, e mais raro em quartzitos.

Na unidade dos ritmitos gradados o acamamento dá-se por alternância de níveis micro-conglomeráticos, com grânulos e raros seixos de 2-3cm, a níveis de areia muito grossa, grosseira e média. O acamamento é simples, contínuo e com boa separação (Dzulinsky & Walton, 1965), estando ausente na maioria das vezes a porção fina, entendida como areia fina, silte e argila. O contato basal dos ritmos recorrentes é sempre brusco. A espessura dos ritmos varia entre 10 e 60cm.

Os meta-wackes arcoseanos apresentam lâminas (0,3-0,8cm) micro-gradadas, em níveis de areia grossa, média e fina, com gradação simples, contínua e boa separação, ou retardada, com mã separação entre o intervalo médio e fino. A porção fina, entendida como silte e argila é quase sempre subordinada, da espessura de filmes.

Gradção inversa entre areia muito grosseira e grosseira foi observada em bandas de 1,5 a 2cm, em quartzitos no Morro Boturuna. A gradção é retardada e com mã separação.

Em ardósias da Fm. Estrada Nova, lâminas quartzo-pelíticas sub-milimétricas podem apresentar acamamento gradacional, com contato brusco de grãos tamanho areia fina, sobre a porção fina na base, e com mã separação para a porção fina no topo.

O acamamento gradacional macroscópico foi com frequência utilizado na determinação de polaridade de camadas. Acamamento gradacional inverso pode ocorrer em determinadas sub-unidades de camadas com gradções recorrentes (tipos

E a H de Dzulinsky e Walton, 1965), o que condiciona o uso estratigráfico desta feição às situações onde muitos ritmos podem ser observados, e onde a separação é satisfatória.

1.1.3. ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA

1.1.3.1. ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA DE PEQUENA ESCALA

Estratificações cruzadas de pequena escala, no sentido de Reineck e Singh (1975), foram encontradas na porção média do Membro Arenoso, e em intercalação arenosa próxima ao topo do Membro Pelítico da Fm. Estrada dos Romeiros, em metarenitos com lâminas hematíticas.

As estruturas de escala de 2 a 5cm, têm a laminação interna mais ou menos preservada, e na maioria dos casos é possível observar-se o sentido do tangenciamento ou truncamento das lâminas (figs. 12 e 13).

As ondulações são isoladas, repetidas em um mesmo nível, ou truncadas, e assemelham-se a estruturas resultantes da ação de ondas.

Boersma (1970), in: Reineck & Singh (1975), apresenta fatores distintivos entre pequenas estratificações cruzadas produzidas por ondas e por correntes. Entre estes foram reconhecidos:

- . superfície inferior irregular a arqueada, pelo padrão de migração irregular;
- . lâminas frontais com tendência a agrupamento mais cercado;
- . lâminas frontais contínuas até a ondulação adjacente;
- . discrepância entre a forma da ondulação e sua estrutura interna.

Ondulações truncadas de pequena dimensão (3cm) foram

FIG. 12 - Estratificações cruzadas de pequena escala, com laminação interna bem preservada. Metarenitos com laminação hematítica - ponto 309.

FIG. 13 - Estratificações cruzadas de pequena escala com laminação interna mal preservada. Na parte inferior banda pelítica com acamamento lenticular - ponto 374.

também descritas no Membro Pelítico da Fm. Estrada dos Romeiros (pontos 388, 389 e 390). Ocorrem em metassiltitos arenosos, em níveis isolados de 3-4cm, não recorrentes nos afloramentos e de grande continuidade lateral.

O uso geopetálico destas estruturas teve-se à preservação da sua laminação interna.

1.1.3.2. ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR

Estratificações cruzadas tabulares de grande porte, no sentido de Harms et al. (1982), foram encontradas em metarenitos do Membro Arcoseano da Fm. Boturuna, e têm boas exposições nos pontos 274, 345 e 347.

Os "sets" tabulares cruzados têm espessuras entre 50 e 60cm, e o ângulo de inclinação das lâminas cruzadas é de aproximadamente 20° . Os "sets" situam-se entre níveis de laminação plano-paralela, em meta-wackes arcoseanos.

A exposição nos afloramentos não permite a avaliação tridimensional, e em consequência não é conclusiva a qualidade "tabular" das estruturas. Não obstante, as mesmas parecem ocorrer em corpos isolados e em cunha, com continuidade lateral inferior a 1m. A concentração de minerais pesados e grãos mais grosseiros na base dos estratos cruzados, ou a existência de micro-gradações, seriam indicadores geopetálicos (Shrock, 1948), mas não foram constatados.

1.1.4. ACAMAMENTO ONDULADO

O acamamento ondulado foi reconhecido na parte média do Membro Arenoso da Fm. Estrada dos Romeiros (pontos 165 e 166).

As lâminas arenosas são mais espessas que as siltico-argilosas e são contínuas, com micro-ondulações, (fig. 19) ou têm pequenas "ôndulas" truncadas pelas lâminas superiores (figs. 14, 15, 16).

1.1.5. ACAMAMENTO LENTICULAR

Ainda na camada-guia da Formação Estrada dos Romeiros e em vários afloramentos do Membro Pelítico, ocorre acamamento lenticular, de areias finas em argilas silticas no primeiro caso, e de siltes em argilas silticas, no segundo.

Nas figuras 14 e 16, pequenas lentículas isoladas de areia fina alternam-se a lentes de tendência planar e continuidade maior. Na figura 15 as lentículas têm ligação lateral, caracterizando quase acamamento ondulado.

1.1.6. ACAMAMENTO "FLASER"

Situações intermediárias entre acamamento ondulado e "flaser" ocorrem na maioria das figuras apresentadas, mas as lâminas argilosas não chegam a ser descontínuas.

No ponto 286, em meta-wackes arcoseanos da Fm. Boturuna, lentes argilosas cinzentas de 2-3cm de comprimento, com bordos côncavos, caracterizam laminação "flaser".

A concavidade das lentes aponta o topo, a partir da observação de micro-gradações nos arenitos.

O termo "acamamento rítmico de areias e lamas" (Reineck e Singh, 1975), que inclui acamamento lenticular, "flaser" e alternância de níveis espessos a finos de areia e lamas, presta-se bem a descrição da maioria das estruturas apresentadas nos sub-itens 1.3.1, 1.4 e 1.5, e que são transicionais umas às outras.

1.1.7. LAMINAÇÃO ONDULADA "CLIMBING"

Nas figuras 16 e 17, obtidas em amostras da camada-guia da Fm. Estrada dos Romeiros, pode ser vista laminação ondulada do tipo "climbing", com transição de laminação fora-de-fase para laminação em fase, não chegando a caracterizar lâminas "in-drift".

1.1.8. MARCAS ONDULADAS

Em lavra de areia na região central do flanco N do Morro Boturuna (ponto integrado nº 547), foram obtidas placas com contra-moldes de marcas onduladas, em meta-wackes laminados da Fm. Boturuna.

Os contra-moldes (foto nº 1) foram identificados pelo aspecto das falsas cristas, abauladas e mais amplas que as calhas; pela concentração de minerais pesados nas falsas cristas; e pela ausência de laminação cruzada (Shrock , 1948).

O contra-molde é preenchido por areias médias a grosseiras com matriz micácea, em lâminas micro-gradadas. Na sua face superior, tomada a posição correta, ocorrem marcas de onda recobertas por um nível de areia não-ondulada, e nos bordos da placa é recuperável a laminação cruzada interna a uma das marcas, salientada por ocorrência de minerais ferruginosos de granulação muito fina nas lâminas frontais.

As marcas onduladas na placa da foto nº 1 são ligeiramente assimétricas e têm cristas agudas e bifurcadas. O comprimento de onda fica em torno de 6 a 5cm e a amplitude é 0,5cm.

Em outras amostras os contra-moldes preservam marcas onduladas semelhantes, de comprimento de onda menor (3cm)

FIG. 14 - Acamamento lenticular transicional para acamamento ondulado e para laminação "climbing" incipiente. Metarenitos com intercalações argilosas - ponto 374.

FIG. 15 - Acamamento lenticular transicional para acamamento ondulado - ponto 374.

FIG. 16 - Acamamento lenticular, com transição para acamamento ondulado e laminação ondulada "climbing" fora-de-fase - ponto 166.

FIG. 17 - Laminação ondulada "climbing" fora-de-fase, com transição para laminação-em-fase e laminação ondulada - ponto 166.

e amplitude de 0,5cm.

Para Reineck e Singh (1975), bifurcações em forma de "diapassão" são distintivas de marcas onduladas provenientes da ação de ondas, mas uma série de critérios distintivos entre marcas de ondas e de correntes (Tanner, 1967 in: Reineck e Singh, 1975), como simetria, Índice de ondas, paralelismo e retidão das cristas, não são aplicáveis por falta de número significativo de amostras estudadas.

1.2. ESTRUTURAS DEVIDAS A DEFORMAÇÕES PENECONTEMPORÂNEAS

1.2.1. LAMINAÇÃO CONVOLUTA

A laminação convoluta encontrada em níveis da camada - guia da Formação Estrada dos Romeiros, em metarenitos com lâminas metapelíticas à hematita, é muito semelhante às estruturas que Dzulinsky e Walton (1965) descrevem como "convoluções por carga de ondas".

A carga representada por pequenas cristas de ondas, em níveis arenosos sobre substrato laminado, pode causar a imersão progressiva das cristas, e deformações crescentes no substrato, desde pequenos abaulamentos à "dobras" intensas.

Isto é o que aparentemente ocorre na sequência observada na figura 19, onde laminação ondulada, com algumas ondulas isoladas, transiciona para laminação convoluta. Nas partes superiores das figuras podem ser vistas ondulas a baulando o substrato, que passam logo abaixo a convoluções com "dobras" fechadas.

Na figura 18 são ilustrados aspectos de convoluções com lâminas bastante contorcidas.

FIG. 18 - Aspecto de lâminas contorcidas em laminação convoluta.

1.2.2. PROVÁVEIS ESTRUTURAS CONVOLUTAS

Na foto nº 2 são mostradas estruturas com "anticlinais" de cristas agudas e "sinclinais" mais amplos e arredondados, típicos de laminações convolutas (Dzulinsky e Walton, 1965).

As estruturas ocorrem em meta-argilitos, que são diferentes da banda imediatamente inferior pela coloração e pela ocorrência de grandes porfiroblastos de pirita. Logo abaixo da escala ocorrem metassiltitos (cor mais escura), com recorrência de bandas argilosas.

As feições de cristas agudas são indicadoras de polaridade de camadas (aponta o topo) para as prováveis convoluções.

1.3. ESTROMATÓLITOS

Foram identificados estromatólitos em duas localidades, em metadolomitos do Membro Carbonático da Fm. Pirapora.

FIG. 19 - Laminação convoluta devida a carga por ondas, entre "sets" de laminação ondulada - ponto 166.

As ocorrências de Vila Lolli, em lente carbonática que contorna parcialmente o metabasito da Vila Lolli; e da Mineração COSIPA, em lente no perímetro NW do corpo de Pirapora do Bom Jesus, tem em comum a associação espacial a centros eruptivos, confirmada pela presença de "pillow-lavas" nas proximidades.

Uma terceira ocorrência, onde a natureza das estruturas biogênicas não foi confirmada, dá-se em lente de metadolomitos encaixados em cálcio-filitos, no bordo SE do corpo de Pirapora do Bom Jesus (ponto 304).

1.3.1. BIOHERMA DA PEDREIRA LOLLI

Na ocorrência da Pedreira Lolli (ponto 199), os estromatólitos formam um bioherma grosseiramente estratificado, que aflora de maneira descontínua ao longo de 100m e apresenta espessura máxima exposta de 15m.

Os estromatólitos são constituídos por dolomito de granulação muito fina, em formas colunares laminadas de disposição paralela e com ramificação rara (foto nº 3). Secundariamente encontra-se formas lateralmente ligadas. A dimensão das colunas varia de 40-65cm de altura, e de 10-25cm de diâmetro. As formas apresentam laminação interna pouco a muito convexa, com alternância de lâminas de 1-2 mm em cores cinza-bege e cinza-bege com tons mais claros. Lâminas recristalizadas a carbonatos mais grosseiros são comuns. A cor do metadolomito das colunas é distinta da cor da matriz inter-colunar, e apresenta um tom entre o bege e o cinza, característico.

Em secção transversal os estromatólitos apresentam formas bulbosas, quando o relevo está preservado (foto 4), ou formas com laminação concêntrica, ligeiramente ovais.

Internamente o bioherma mostra-se uma massa compacta de estruturas estromatolíticas paralelas, com pouco espaço

entre os indivíduos. Os espaços inter-colunares são preenchidos por meta-dolomito de cor cinza-azulada, com intra-clastos estratificados, e localmente com acamamento gradacional em clastos lamelares.

Pode-se observar uma estratificação grosseira no bioherma, e em vários locais conjuntos de colunas estromatolíticas são recobertas por meta-dolomito a intra-clastos a camadados.

Acima do bioherma, tomada como indicador de polaridade de camadas a convexidade da sua laminação, ocorre camada de meta-dolomito com oóides, pisóides e intra-clastos. Esta camada é sobreposta, após descontinuidade de afloramento, por metabasito de granulação média, meta - margas calcárias, e meta-dolomito de cor branca, em banco de es grossura aparente superior a 30m, e onde não foram identificadas estruturas estromatolíticas.

1.3.2. OCORRÊNCIA DA PEDREIRA COSIPA

Na pedreira da COSIPA, cidade de Pirapora do Bom Jesus , os estromatólitos ocorrem em blocos e fragmentos dispostos caoticamente em brecha de meta-dolomito. Nesta ocorrência, as estruturas não podem ser utilizadas como indicadores da polaridade do corpo dolomítico, não obstante configurarem pela sua forma de ocorrência uma fâcies bem definida. Foi efetuada em laboratório, pelo método descrito por Preiss (1976), a reconstituição gráfica de algumas colunas retas e ramificadas, com diâmetros entre 2 e 5,5cm e alturas de até 15cm, coletadas em blocos de posição desconhecida na frente de lavra. As formas têm ramificação simples e passiva, paralela, e laminação pouco convexa.

São observados na parede E da lavra formas semelhantes, em colunas inclinadas em relação a horizontal, e com convexidade da laminação voltada para cima (foto nº 5).

Ocorrem ainda estruturas centimétricas complexamente onduladas, parabólicas e pseudo-colunares, que lembram esteiras algálicas ou microbianas, mas não podem ser caracterizadas com segurança como feições biogênicas (foto nº 6).

As estruturas ocorrem em meta-dolomito de cor cinza-clara a escura, com manchas de calcita e dolomita grosseira de cor branca. São comuns veios calcíticos preenchendo fraturas.

Como no bioherma da Pedreira Lolli, a cor das lâminas que constituem as colunas tem um tom bege que as diferencia das rochas encaixantes.

2. ESTRUTURAS ÍGNEAS E PROVAVÉIS ESTRUTURAS PIROCLÁSTICAS

2.1. "PILLOW-LAVAS"

Estruturas "pillow-lavas" em metabasitos do Grupo São Roque foram descritas pela primeira vez por Figueiredo et al. (1982). Lazzari (1987), apresenta descrição detalhada de uma das ocorrências destas estruturas, no corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus, e as refere como de distribuição "generalizada" neste corpo.

No presente trabalho as "pillow-lavas" foram identificadas na Fm. Pirapora e no primeiro Membro Vulcânico da Fm. Boturuna.

Na Fm. Pirapora as estruturas distribuem-se em bancos métricos (8-10m e menos espessos), intercalados em anfibolitos de granulação média e fina, nos bordos do corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus. As exposições dos pontos 4, 5, e dos vários cortes intermediários a estes pontos, na Estrada dos Romeiros, talvez correspondam a secções em um único nível, o que não foi confirmado. Na

borda W do corpo, a SE da Pedreira COSIPA, estão as almofadas com o melhor grau de preservação, e onde podem ser observadas feições peculiares como vesículas de escape de gases, etc. (Lazzari, 1987).

As ocorrências do primeiro Membro Vulcânico da Fm. Boturuna correspondem a dois bancos métricos (10 e 15m), no local do estratótipo (ponto 270), e a níveis de espessura menor (2-3m), em cortes na Estrada dos Romeiros (pontos 6 e 7). Entre os pontos 6 e 7 ocorre repetição dos níveis por dobra, mas é bastante provável que os dois níveis reconhecidos no ponto 6 sejam equivalentes aos níveis do estratótipo. Isto viria a conferir uma continuidade lateral de várias centenas de metros aos níveis almofadados.

As exposições das "pillow-lavas" dão-se em rochas alteradas a muito alteradas, o que provavelmente facilita seu reconhecimento. A distinção entre as "pillows" e estruturas devidas a alteração esferoidal nos metabasitos é imediata, pelo aspecto da matriz ou material "inter-pillow", de composição areno-argilosa e de cor de alteração vermelha a marrom-escura, o que destaca as almofadas, de cor de alteração amarelo-ocre.

As "pillow-lavas" descritas têm dimensões variáveis entre 10cm a 1m de diâmetro maior, e apresentam formato ovóide a fortemente elipsoidal (fig. 20).

No corpo de Pirapora do Bom Jesus, as ocorrências do ponto 4 (fig. 20a) e a SE da Pedreira COSIPA, apresentam almofadas de tendência ovóide, com base e topo bem definidos, através da ocorrência de pedúnculo e limite côncavo na base, e de limite convexo no topo. Este tipo de estrutura constitui indicador geopetálico seguro.

No ponto 5, em um nível de espessura aparente próximo a 10m, as estruturas são ovóides na base, e elipsóides, com aspecto estirado e ligeiramente menores, a poucos metros acima. Nas exposições na Fm. Boturuna todas as "pillows" são elipsóides, como na fig. 20b.

FIG. 20 - "Pillow-lavas" com almofadas de diferentes dimensões e formato oval a elipsóide.

- a. Almofadas pouco deformadas, com pedúnculo, topos convexos e bases côncavas (ponto 4).
- b. Almofadas elipsóides, evidenciando deformação e/ou fluxo de derrames (ponto 6).
- c. Almofadas elipsóides que ocorrem em topo de derrame, sobrepondo almofadas com tendência ovóide, indicando fluxo na parte superior do derrame (ponto 5).

Torna-se difícil definir até que ponto as diferentes feições correspondem a deformação tectônica, ou a evidências de fluxo de derrames. No ponto 5 a última hipótese é a mais provável, dadas as diferenças de feições em um mesmo afloramento. Nas ocorrências da Fm. Boturuna a dúvida persiste, e a elongação das estruturas é coincidente com a foliação S_2 . Ressalva-se que o paralelismo S_2 / acamamento, é comum nas rochas do Grupo São Roque (capítulo V).

Amostras frescas nas "pillows" são de difícil obtenção. Na ocorrência do ponto 5, na parte inferior do nível, as amostras coletadas por ocasião do trabalho apresentado em 1982 (Figueiredo et al., 1982), revelam diferenças texturais entre os bordos e o interior de uma das almofadas. No interior é identificada textura ofítica de ripas de plagioclásio com anfibólitos da matriz, e nos bordos o tamanho dos grãos de epidoto, e ocasionalmente de anfibólitos, é maior, o que sugere maior recristalização metamórfica a partir de material originalmente mais fino.

Como já relatado (cap. III), o tamanho de grãos de epidoto e sua quantidade parecem refletir variações texturais e composicionais em prováveis tufos bandados. Em ortoanfibolitos, no entanto, a granulação média a grosseira e a fina têm sido interpretadas como reflexo do tamanho de grão original das rochas.

Em rochas menos alteradas é possível reconhecer amígdalas, preenchidas com material semelhante ao da matriz, em metabasitos que constituem as "pillows".

.2.

ACAMAMENTO EM ROCHAS ÍGNEAS

Em lente de talco-xistos e cromititos do corpo de Pirapora do Bom Jesus (ponto 51), o bandamento identificado em cromititos (cap. III) é, ao que tudo indica, relatado a

deposição de cristais de diferentes tamanhos, por fluxo gravitacional em magma.

O contato entre as bandas a cristais de tamanho médio e de granulação fina é brusca, e aparentemente não ocorre gradação.

2.3. ACAMAMENTO EM PROVÁVEIS ROCHAS PIROCLÁSTICAS

A laminação dos anfibolitos bandados no primeiro membro vulcânico da Fm. Boturuna representa com boa probabilidade o acamamento que ocorre no fácies superior de fluxos piroclásticos sub-aquáticos. (Yamada, 1984; Fischer e Schminke, 1984). Comentários sobre o reconhecimento de fluxos piroclásticos são desenvolvidos no capítulo VI.

A estrutura laminada, que corresponde a variações texturais e composicionais nos metamorfitos das prováveis rochas piroclásticas, é descrita no capítulo III, e tem boa continuidade lateral como observada nos afloramentos.

No estratótipo da Fm. Boturuna, os anfibolitos laminados a bandados ocorrem acima de nível de "pillow-lavas", e abaixo de metabasito com textura gradada, de fina na base à média no topo. A polaridade é referida à foliação S_2 , não havendo indicadores geopetálicos seguros. A gradação é aparentemente interna ao nível, que tem 14m de espessura, e se dá no intervalo superior do mesmo, nos últimos 4 a 5m.

Yamada (1984) define como fácies basal de fluxos piroclásticos o "intervalo maciço gradado", com gradações in versas de fragmentos líticos, comuns na sub-divisão basal, e também gradação inversa de clastos de púmice em todo o intervalo.

Fischer & Schminke (1984) e Fuchtbauer (1974) referem-se a acamamento gradacional e outras estruturas sedimentares em depósitos piroclásticos.

Segundo Fischer & Schminke (1984), os diversos tipos de acamamento gradado que ocorrem nas rochas piroclásticas tornam o seu reconhecimento subjetivo. O acamamento pode dar-se por mais de um evento distinto de deposição piroclástica, e pode ter pequena persistência lateral em camadas onde os eventos deposicionais são aparentemente contínuos.

Para Fuchtbauer (1974), a diferenciação por densidade aumenta para a deposição em água, onde os fragmentos líticos podem ser gradados e o púmice, que permanece flotando até ser impregnado de água, pode ser depositado posteriormente, resultando em acamamento inverso.

Por todos estes fatores, o emprego de acamamento gradacional, como indicador geopetálico em rochas piroclásticas não é seguro. Em sequências metamorfizadas, a observação deste tipo de estrutura é ainda mais problemático, uma vez que inversões em tamanho de grão das rochas podem ser devidas à própria recristalização metamórfica, que será mais acentuada em vidros, púmices e materiais finamente divididos.

3. SOBRE A PRESERVAÇÃO E DEFORMAÇÃO DE ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

O baixo grau de metamorfismo dos metassedimentos, e a sua posição em diferentes zonas em grandes estruturas dobradas (cap. V), são provavelmente os fatores determinantes para a preservação de estruturas sedimentares na região de Pirapora do Bom Jesus.

Dentre outros elementos, a composição original das rochas também diferencia o potencial de preservação das estruturas (com relação ao metamorfismo), sendo mais comum o seu reconhecimento em rochas quartzo-arenosas.

Um fator importante, a nível da qualidade dos afloramentos da região, é o tamanho e forma de ocorrência das

estruturas.

Estruturas intra-estratais de pequeno porte frequentemente são preservadas e encontradas em um mesmo afloramento, sem exigir exposições de grande continuidade. Já as estruturas maiores, como estratificações cruzadas de grande porte, sō seriam observáveis em exposições excepcionais.

Assim, as estruturas lenticulares, "flaser", o acamamento gradacional, e outras estruturas de pequeno porte são encontradas amiude nos metassedimentos.

Tobisch (1965), descreve a preservação de estratificações cruzadas planares de pequeno porte, em metassedimentos das sequências Moine, Escôcia, com quatro fases de deformação superimpostas. Conclui que mesmo para tectonitos de grau metamórfico relativamente alto e com sucessivas fases de deformação, estratificações cruzadas de pequena escala podem ser preservadas, e são usadas para determinar a sequência estratigráfica local.

Ramsay (1961) descreve o efeito de dobramentos flexurais e similares, em estruturas primárias lineares, e em estratificações cruzadas, em rochas sedimentares deformadas.

O trabalho desenvolve métodos gráficos com o emprego de estereonetes, que possibilitam a reconstituição das estruturas tal como inicialmente orientadas, uma vez que sejam conhecidas com exatidão a geometria das dobras e o grau de compressão envolvido.

Para as estratificações cruzadas, modificações no ângulo entre o acamamento cruzado e o acamamento planar podem ser induzidas pelos dobramentos, crescendo ou diminuindo o ângulo original (que não ultrapassa os 35°), em função do tipo de dobra e da posição da estrutura na dobra.

Os dobramentos flexurais, segundo Ramsay (op. cit.), alteram diferencialmente o ângulo de inclinação dos estratos cruzados, para valores bastante maiores ou bastante menores, conforme a posição em um ou outro flanco da

dobra. No entanto, é mantida uma discordância angular que permite o reconhecimento da estrutura, mesmo com altas taxas de compressão.

Já nos flancos das dobras similares, a estrutura pode ser totalmente obliterada pela paralelização dos estratos cruzados aos estratos planares, independentemente do grau de compressão envolvido. A estrutura será preservada nas charneiras das dobras. Para as estratificações cruzadas tabulares do Membro Arcoseano da Fm. Boturuna, prováveis deformações não seriam relatadas a dobras de pequena e média escala, já que a laminação plano-paralela dos estratos que ocorrem acima e abaixo dos "sets" cruzados não está dobrada. Deformações devidas a dobras de grande escala não são improváveis.

Estruturas inter-estratais, como marcas de sola, não foram reconhecidas, e tem provavelmente a sua preservação dificultada por efeito de transposição durante a implantação de clivagens.

As estruturas biogênicas do tipo estromatólitos parecem ter um potencial próprio de preservação, uma vez que são descritos estromatólitos em muitas sequências antigas de formadas, e nos metadolomitos da Fm. Pirapora a preservação de estromatólitos "in situ", como no bioherma da Pedreira Lolli, é incontestável. Já a classificação das formas apresenta dificuldades, uma vez que é temerário descrever fatores como dimensões de colunas, ou convexidade de laminações em colunas, sem o conhecimento das taxas de deformação envolvidas.

É provável que o metamorfismo e a implantação de clivagens atuem diferentemente em rochas piroclásticas, a depender de suas características originais.

A laminação, através de recristalização metamórfica, parece estar bem preservada. Já aspectos como gradação de tamanho de cristais podem estar obliterados, ou prestarem-se a observações errôneas.

CAPÍTULO V

ANÁLISE E CORRELAÇÃO ESTRUTURAIS

1. CRITÉRIOS DE CORRELAÇÃO ESTRUTURAL

O procedimento adotado para a correlação de elementos estruturais neste trabalho é descrito em Turner e Weiss (1963), Hobbs et al. (1976) e Jardim de Sá e Hackspacher (1982).

As diferentes gerações de estruturas são estabelecidas de maneira tentativa, segundo critérios de superposição, como interferências entre acamamento sedimentar, foliações plano-axiais a dobras e lineações de eixos de dobras.

A descrição de estruturas não prioriza seu grupamento por "grupos de estilo" no sentido de Hobbs et al. (1976), procedimento que não associa necessariamente feições estruturais da mesma geração. O comportamento ductil diferenciado das litologias, o posicionamento em níveis estrutais e metamórficos e em estruturas maiores, são apenas alguns dos fatores que podem determinar grupos de estilos diferentes para um mesmo evento deformacional, ou estilos semelhantes para eventos diversos (Hopwood, 1974 ; Williams, 1970, 1985).

Da mesma maneira, alterações na orientação de eixos de dobras e outras estruturas podem resultar de deformação progressiva em evento único (Ramsay, 1967; Hopgood, 1980).

As gerações de dobramentos e seus elementos de "fabric", implantados nas rochas, são descritos setorialmente, segundo domínios estruturais (Turner e Weiss, 1963).

Da mesma forma, ocorre o tratamento estatístico de medi-das de orientação de elementos estruturais. As gerações de dobras e respectivas clivagens plano-axiais, quando citadas (Fase 2, Fase 3, S_2 , S_3 , etc.), não tem significado

relativo a fases e ciclos orogênicos, mas ao sequenciamento estabelecido através das superposições e interferências de estruturas (Jardim de Sá e Hackspacher, 1982).

Os domínios de análise estrutural foram escolhidos e testados quanto à homogeneidade de um ou mais atributos, e abrangem o tratamento da quase totalidade das medidas coletadas em campo.

A correlação estrutural é ainda resultante do exame dos domínios e das relações litoestratigráficas neles observados, através de perfis de detalhe, e quando possível, com o emprego de estruturas sedimentares na determinação de polaridade de camadas, como acamamento gradacional, estratificação cruzada, estromatólitos e pillow-lavas.

2. DESCRIÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS ASSOCIADOS AO DOBRAMENTO

2.1. ELEMENTOS ESTRUTURAIS SIN-METAMÓRFICOS

2.1.1. FOLIAÇÃO S_1

A foliação S_1 é representada pela orientação planar de minerais micáceos, geralmente paralela ao bandamento ou estratificação reliquiar das rochas.

Visível tanto em filitos e ardósias como em metabasitos, é notória nos primeiros dentro de "microthons" isolados pela foliação S_2 em charneiras de dobras meso e microscópicas (figuras 21 e 22), ou então formando pequenos ângulos com S_2 nos flancos normais de macrodobras da segunda fase.

Em metabasitos, como no ponto 7, na Estrada dos Romeiros, ou no ponto 46, a S de Vau Novo, S_1 é representada pela orientação pré- S_2 de minerais placóides e aciculares como hornblendas e actinolitas, preservada em arcos poligonais (figuras 23 e 24).

2.1.2. FOLIAÇÃO S_2

A foliação S_2 pode, segundo diferentes situações, ser conhecida como uma foliação bem desenvolvida, que muitas vezes oblitera a S_1 de maneira total, ou como uma clivagem de crenulação discreta, no sentido de Powell (1969) e de Borraidaile et al. (1982).

Nas regiões de flanco normal de grandes dobras da segunda

Fig. 21 - Mina de Filito a E da Estrada dos Romeiros - Ponto 47. Metapelito com bandas de metarenito fino ortoquartzítico, com dobra intra-folial de S_b e S_1 .

Fig. 22 - Comportas da Represa de Pirapora - Ponto 309. Ardósia com dobras meso a microscópicas de S_b e S_1 , com S_2 como clivagem de fratura em posição plano-axial.

Fig. 23 - Estrada dos Romeiros - Ponto 7.

Ortoanfíbrolito grosseiro com textura blastoporfirítica. Arco poligonal em porfiroblasto de actinolita com foliação S_2 em posição plano-axial. S_2 clivagem diferenciada zonal por diferenciação textural, com minerais da matriz de rocha (actinolita, plagioclásio, epidoto e opacos) em lâminas de granulação mais fina (representadas) em alternância com lâminas ligeiramente mais grosseiras (em branco).

Fig. 24 - S de Vau Novo - Ponto 47.

Recristalização pós- S_2 de actinolitas mascarando dobras de foliação anterior a S_2 .

Matriz fina a epidoto, plagioclásio e opacos, não representada.

fase, S_2 tende a ser uma clivagem oblíqua $\tilde{a}$ subparalela a S_b/S_1 , com mergulhos mais acentuados e sem recristalização metamórfica expressiva nos planos S_2 .

A foliação S_2 em ardósias, a S da Falha de Morro Grande, e em exposições na estrada antiga Pirapora-Jundiá, representa o produto $S_2 \times S_1$, recuperando a tênue foliação metamórfica precedente, e sem a geração de novos planos.

De maneira local, nas mesmas ardósias, como nas comportas da Represa de Pirapora, S_2 pode ser identificada como uma clivagem espaçada, plano axial de dobras quase isoclinais, centimétricas e intra-foliais das superfícies S_b e S_1 (fig. 25).

No flanco inverso de macrodobras da Fase 2, a S_2 configura-se como intensa clivagem ou xistosidade de transposição, com recristalização metamórfica.

Em rochas pelíticas, a S_2 desenvolve com frequência um bandamento diferenciado (Hobbs et al., 1976) ou clivagem diferenciada zonal com bandamento (Borraidaile et al., 1982), na forma de lâminas milimétricas a submilimétricas de minerais de hábito placóide e de hábito granular. A estratificação reliquiar, paralela a S_1 , tende a ser "pinçada" pela superfície S_2 (fig. 26).

Em metabasitos como os anteriormente citados, S_2 pode ocorrer como bandamento diferenciado, em lâminas de granulação mais fina dos minerais de matriz das rochas, caracterizando clivagem diferenciada zonal textural (Borraidaile et al., 1982).

Mega cristais de anfibólio, com dobras mascaradas por recristalização pós- S_2 , configuram arcos poligonais (figura 23), ou estruturas típicas, que lembram "espinha de peixe" (fig. 24), com S_2 em posição plano-axial.

Ainda em zonas de charneira de megadobras da segunda fase, a S_2 ocorre como clivagem de crenulação subperpendicular $\tilde{a}$ S_b/S_1 . No ponto 279, a N do Morro Boturuna e nas proximidades da Estrada dos Romeiros, observa-se a estra

Fig. 25 - Bandamento composicional (S_b) paralelo à clivagem S_1 , com S_2 oblôqua, como clivagem diferenciada gerando laminação milimétrica, crenulada. Observar início de transposição do bandamento pela clivagem S_2 - Metapelitos bandados com intercalações arenosas - ponto 41.

FIG. 26 - Bandamento composicional (S_b) com clivagem S_2 diferenciada levemente oblôqua, crenulada. Porfiroblastos de pirita deformados com elongação segundo a clivagem S_3 . Quartzó mica xisto da Rodovia Castelo Branco, na altura do acesso à Vila Lolli.

tificação reliquiar, denunciada por alternância de bandas de cores diferentes em filitos, paralela à clivagem S_1 , em dobras em "M" com terminação em cuspide e com pequenos deslocamentos dentro da superfície S_2 .

Em mina de filitos próxima a Estrada dos Romeiros (ponto 47), S_2 constitui-se em clivagem ardosiana fina, gerando "microthons" lenticulares de S_1 em charneira de dobras centimétricas de S_1/S_b (fig.21).

Em metapsamitos S_2 passa a uma clivagem disjuntiva espaçada, pouco definida à nítida, em função da maior ou menor quantidade de mica das rochas. Em ortoquartzitos é de observação difícil.

Por último, em diversos pontos em rochas pelíticas ligeiramente mais grosseiras, S_2 pode ser denominada xistossidade (Hobbs et al., 1976; Ramsay, 1967) com o desenvolvimento de placas de muscovitas individualizáveis à vista desarmada (fig.26).

2.1.3. LINEAÇÃO L_2

A lineação L_2 se manifesta pela interferência das foliações S_1 e S_2 , seja como uma lineação de intersecção grosseira e espaçada no plano S_2 , ou como uma lineação de crenulação fina, com espaçamento apertado, retilínea e contínua em S_1 .

Em filitos de granulação ligeiramente mais grosseira, pode-se observar nesta lineação indícios de crescimento de mica muscovita.

2.2. ELEMENTOS ESTRUTURAIS TARDIOS AO METAMORFISMO

2.2.1. CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO S_3

A clivagem de crenulação S_3 apresenta-se em afloramentos de metapelitos como uma clivagem espaçada, plano-axial a dobras abertas milimétricas a centimétricas da superfície S_2 (fig.25).

O espaçamento dos planos S_3 é milimétrico a centimétrico, e comumente concentram minerais opacos, como filmes de óxido de ferro ou porfiroblastos de pirita deformados, orientados e com sombra de pressão (fig.26).

A ocorrência da clivagem S_3 se dá em "corredores" restritos a alguns afloramentos ou zonas dentro dos afloramentos.

Em pontos restritos de afloramentos de calcioxistos, como a N da Represa de Pirapora (Córrego do Carā) e na camada a E de Santana do Parnaíba, S_3 é uma clivagem de crenulação zonal, finamente espaçada e plano-axial a dobras abertas, levemente assimétricas, de dimensões centimétricas.

Nas mesmas rochas, em outros pontos dos afloramentos, S_3 volta em poucos metros a ser uma clivagem discreta, e nos mármore dolomíticos é comum encontrá-la como clivagem de espaçamento centimétrico a subcentimétrico preenchida por calcita esparítica.

2.2.2. LINEAÇÃO L_3

Em metapelitos e metapsamitos micáceos, L_3 é visível no plano S_2 como lineação de intersecção de espaçamento variável, milimétrico a centimétrico. É geralmente fina

(contínua nos filitos e calcioxistos) e em zonas de crenulação S_3 mais penetrativa, pode apresentar alguma recuperação de pequenas placas de muscovita.

Em calcioxistos, nos locais mencionados no item anterior, L_3 é uma lineação de corrugação grosseira e contínua no plano S_2 ou S_b/S_1 , com espaçamento centimétrico em posição axial de pequenas dobras abertas e simétricas de S_2 .

2.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS PÓS-METAMÓRFICOS

2.3.1. CLIVAGENS DE CRENULAÇÃO TARDIAS (S_T)

As clivagens posteriores a S_3 apresentam-se a nível de afloramento com pouca continuidade, em planos espaçados de 2-3cm, preenchidos por óxidos. Dão origem a uma lineação de intersecção grosseira no plano S_2 , que corta a lineação L_3 .

São observadas à E de Santana do Parnaíba, no extrado da zona de charneira da dobra de Pirapora e no extrado da sua aba N.

No mapa geológico as clivagens tardias são representadas de maneira indistinta, juntamente com a clivagem S_3 .

2.3.2. LINEAÇÕES TARDIAS (L_T)

As lineações tardias têm espaçamento centimétrico e são materializadas por intersecções grosseiras que cortam a lineação L_3 no plano S_2 , resultantes de clivagens espaçadas tardias.

2.3.3. FOLIAÇÕES CATACLÁSTICAS E MILONÍTIAS (S_C)

Foliações cataclásticas ocorrem de maneira generalizada em rochas do "stock" granítico do Ponunduva, a N da Falha de Morro Grande e em alinhamentos correlatos. Faixas métricas a centimétricas miloníticas a protomiloníticas, podem ocorrer encaixadas nos cataclasitos, subparalelizada a foliação cataclástica.

Na unidade dos blastomilonito - gnaisses, a foliação milonítica é destacada pela intensa recristalização das rochas gnáissicas e foram reconhecidos filitos filoníticos nos limites da zona de cisalhamento, onde ocorre rápida passagem de foliação milonítica a clivagem S_2 .

2.3.4. LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL

Lineações de estiramento mineral foram observadas em blastomilonitos e protomilonitos da faixa de cisalhamento mapeada no extremo SW da área. São constituídas por minerais estirados no plano de foliação milonítica, como quartzo e feldspato potássico.

3. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL

3.1. ESTRUTURA REGIONAL

O Mapa Geológico (Anexo 2) ressalta nos seus grandes traços a megadobra sinclinorial de Pirapora (Hasui et al. , 1969). Esta estrutura inflete a superfície de estratificação S_b , visível nesta escala pela disposição dos pacotes litológicos, a superfície S_2 , e ainda a clivagem de crenulação S_3 . Estes elementos estruturais orientam-se a E-W no flanco S e passam a N-S e NNW na zona de charneira, tomando a direção NE no flanco N.

A estrutura sinclinorial de Pirapora admite uma clivagem de crenulação espaçada, em posição plano-axial. Ela é evidente no extrado da zona de charneira e localmente nos flancos (Mapa Geológico - Anexo 2).

O traço axial deste dobramento maior tem direção N60 - 70 E, com caimento para E-NE.

Contornam o extrado da dobra os granitos de Itaquí, no flanco S, São Roque, na zona de charneira e em parte do flanco N, e o granito do Ponunduva, nos limites do flanco N.

A dobra sinclinorial de Pirapora é uma estrutura pós-metamórfica, desenvolvida após os dobramentos de terceira fase, que deflete os elementos estruturais previamente implantados, como S_b , S_2 , S_3 e os traços axiais de antiformas e sinformas do D_3 .

3.2. ESTRUTURAÇÃO POR DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Os domínios estruturais, estabelecidos conforme procedimento exposto em Turner e Weiss (1963), tomam como base

a homogeneidade dos elementos estruturais sin a tardi-me tam_orficos, conforme sua posição no intrado ou extrado da zona de charneira e dos flancos S e N do sinclin_orio de Pirapora (fig. 27).

Os dom_onios assim delimitados são em número de sete, individualmente tratados para efeito de descrição de estilo e orientação estatística de foliações, lineações e eixos de dobras.

O tratamento estatístico das medidas é efetuado em diagramas Schmidt-Lambert e Wulff, com utilização do hemisfério inferior.

3.2.1. DOMÍNIO A - EXTRADO DO FLANCO S DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Este dom_onio é definido por um dobramento holom_orfico em antiformas e sinformas, abertos e quase normais, que admitem a clivagem S_3 como plano-axial. Os dobramentos holom_orficos superimpõem-se a dobra isoclinal recumbente, em posição anticlinal, que tem na foliação S_1 a superfície dobrada e na foliação S_2 a estrutura plano-axial (Porção Sul-oriental do perfil B-B' no anexo 2).

A estrutura anticlinal sinformal recumbente da D_2 é definida com base no empilhamento litoestratigráfico dobrado, tem vergência para noroeste, e seu flanco inverso encontra-se exposto na margem E da Represa de Pirapora, na altura de Santana do Parnaíba.

A superfície S_2 , observável principalmente em metatufos e calciofilitos da Formação Pirapora, é uma clivagem de transposição que desenvolve microbandamento semelhante ao observado em metapelitos, como na fig. 25.

O dobramento (D_3) da superfície S_2 é contínuo, aberto e com antiformas e sinformas de comprimento de onda em torno de 1000m e amplitudes de 200m. Os traços axiais destas

FIG. 27 - Mapa de domínios estruturais.

dobras encontram-se para E-W. No estereograma da figura 28, onde estão representados os polos de S_b/S_1 e S_2 , estas dobras apresentam comportamento cônico, com geratriz a $N86W/20^0$.

Na figura 29, observa-se que as lineações medidas L_2 e L_3 orientam-se homoaxialmente para EW. Os polos das superfícies S_3 definem um padrão em leque, a forte mergulho e orientação EW, coincidindo com a estrutura cônica da figura anterior.

Superfícies dobradas admitindo uma direção axial construída de $N52E/20^0$ (fig. 28) são compatíveis com a estrutura sinclinal de Pirapora. No entanto, as pequenas estruturas medidas em campo mostram uma orientação claramente oblíqua (fig. 29) com as lineações dispersas na direção NS.

Este comportamento geométrico dos elementos estruturais medidos, sugere a presença de duas fases de dobramentos superpostos e abertos, posteriores à fase D_3 , e que são a fase NE do Sinclínório Pirapora e a fase NS.

3.2.2. DOMÍNIO B - INTRADO DO FLANCO S DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Neste domínio, de continuidade apreciável ao longo da vertente N do Morro Boturuna, a existência de estruturas indicadoras de polaridade de camadas, em metarenitos e microconglomerados de Formação Estrada dos Romeiros, permite a identificação de estrutura anticlinal e sinclinal contíguas da fase D_2 , redobradas em antiforma da fase D_3 (Terço Sul-Oriental do Perfil A-A' no mapa geológico-Anexo 2).

Estas estruturas têm vergência NW, e nas suas zonas de

Fig. 28 - Estereograma Schmidt-Lambert para o Domínio A.
274 Polos de S_b/S_1 e S_2 .

- S_3
- L_2
- L_3
- ◐ L_t

Fig. 29 - Estereograma Schmidt-Lambert para as lineações e polos da clivagem S_3 no Domínio A. Inclui dados da integração.

charneira a S_2 é observada como clivagem de crenulação que transpõe o bandamento composicional e a clivagem S_1 em atitudes quase ortogonais. O comprimento de onda próximo a 600m e a amplitude aproximada de 370m, calculados a partir do perfil, dão idéia do espessamento gerado por esta fase nos pacotes litológicos.

O dobramento D_3 , também holomórfico, constitui-se das antiformas e sinformas normais, a charneira aguda e com leve espessamento, de comprimento de onda em torno de 650m e amplitude de 500m.

No diagrama da figura 30, os polos das superfícies S_b/S_1 e S_2 dispõem-se segundo uma estrutura quase cilíndrica, admitindo os polos S_3 como plano-axiais e uma direção axial construída para B_3 N84W/20°, junto às lineações L_3 .

3.2.3. DOMÍNIO C - EXTRADO DA ZONA DE CHARNEIRA DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Na zona de charneira da mega-estrutura sinclinorial de Pirapora, a superfície de estratificação S_b e os elementos estruturais sin a tardi-metamórficos, como S_2 , S_3 e os traços axiais de sinformas e antiformas D_3 , são defletidos na direção NS e NNW.

Este é um domínio homogêneo para a clivagem de crenulação tardia S_t , de direção NE, que tem posição plano-axial ao sinclinório.

A disposição dos polos das superfícies S_b/S_1 e S_2 (figura 31), define um dobramento quase cilíndrico que admite a clivagem nordeste, pões S_3 (S_t) como plano axial e que se orienta para N57E/57°, junto às lineações pões L_3 (L_t) medidas no campo. Esta é a fase correspondente ao Sinclinório de Pirapora.

Dispersões subordinadas sugerem um dobramento orientado

Fig. 30 - Estereograma Wulff dos polos de clivagens e lineações no Domínio B.

Fig. 31 - Estereograma Schmidt-Lambert para o Domínio C.
180 Polos de S_b/S_1 e S_2 , polos de ST e lineações tardias.

Fig. 32 - Estereograma Schmidt-Lambert para polos de S_3 e ST no Domínio C.

para SE, possivelmente da fase D_3 reorientada na zona de charneira do sinclinório.

Os polos da superfície S_3 (figura 32) encontram-se dispersos, mas aproximadamente contidos em uma guirlanda compatível com o perfil do sinclinório neste domínio.

3.2.4. DOMÍNIO D - INTRADO DA ZONA DE CHARNEIRA DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Novamente destaca-se a inflexão dos pacotes litológicos, das superfícies S_2 e S_3 , e dos traços axiais das dobras da terceira fase, que tomam brusca inflexão NS na zona interna da charneira do sinclinório.

As dobras D_3 neste domínio têm tendência a contornos ligeiramente mais cerrados, com comprimento de onda em torno de 600m e amplitude de 370m.

A dispersão dos polos de S_b , S_1 e S_2 (figura 34), indica a reorientação das dobras D_3 a NS, por efeito de redobramento.

A fase do sinclinório de Pirapora comporta o segundo máximo de polos S_b/S_1 e S_2 , com eixo construído a $N30E/10^\circ$.

3.2.5. DOMÍNIO E - EXTRADO DO FLANCO N DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Neste setor as dobras de terceira fase têm seus traços axiais orientados a NE, com eixos caindo na mesma direção.

Várias sinformas e antiformas causam repetição dos níveis do membro pelítico da Formação Estrada dos Romeiros, gerando ampla faixa de afloramento dos filitos.

As macro-dobras D_3 são quase simétricas e abertas, com comprimento de onda superior a 800m e amplitude maior que

Fig. 33 - Estereograma Schmidt-Lambert para lineações e eixos de dobras no domínio C.

Fig. 34 - Estereograma Schmidt-Lambert para o Domínio D.
210 Polos de S_b/S_1 e S_2 .

300m, embora este não seja um domínio holomórfico para a terceira fase.

No estereograma da figura 35, a configuração dos polos de S_b/S_1 e S_2 permite o traçado da guirlanda das dobras D_3 , que contém os polos da foliação S_3 em leque e pouco dispersos. O eixo B_3 construído ($N67E/18^0$) é coerente com a linha de dispersão dos eixos e lineações medidas para esta fase.

As lineações L_3 encontram-se dispersas em um quase grande círculo, cujo polo está na direção NNW. Nesta direção obteve-se, no mesmo domínio, planos de uma clivagem pós S_3 (figura 36).

Como no domínio A, tem-se claramente uma outra direção de clivagem pós S_3 e fortemente oblíqua a direção NE do Sinclinório de Pirapora (figura 29).

3.2.6. DOMÍNIO F - INTRADO DO FLANCO N DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

Este domínio, a S da Falha de Morro Grande, situa-se na faixa de afloramento das ardósias do Ponunduva, em grau de metamorfismo ligeiramente inferior ao do restante das rochas do membro pelítico da Formação Estrada dos Romeiros.

A foliação S_2 nas ardósias do Ponunduva representa apenas uma recuperação dos planos S_1 ($S_2 \times S_1$).

A dobras macroscópicas desta foliação são abertas e simétricas, com amplitude em torno de 500m e comprimento de onda de 250m.

No diagrama da figura 37, os polos de S_b/S_1 e de S_2 dispõem-se em círculo máximo que caracteriza a envoltória do Sinclinório de Pirapora, com eixo construído a $N74E/18^0$, dentro da dispersão dos eixos medidos, e com os polos da clivagem tardia plano-axial (S_t) em parte contidos

Fig. 35 - Estereograma Schmidt-Lambert para o Domínio E.
118 Polos de S_b/S_1 e S_2 , polos de S_3 e lineações L_3 .

Fig. 36 - Estereograma Schmidt-Lambert para clivagem tardia pōs - S_3 no Domínio E.

Fig. 37 - Estereograma Wulff para os polos de clivagem e lineações no domínio F.

Fig. 38 - Estereograma Wulff para os polos de clivagem e lineações no domínio G.

na guirlanda.

As lineações L_3 , no entanto, encontram-se dispersas mas contidas em um grande círculo com polo a S-SE.

Esta dispersão pode ter o mesmo significado daquela do domínio anterior, ou seja, a fase pós D_3 orientada NNW - SSE.

3.2.7. DOMÍNIO G - INTRADO DO FLANCO S DO SINCLINÓRIO DE PIRAPORA

No intrado do flanco S do Sinclinório, os traços axiais das dobras da terceira fase podem ser acompanhados com razoável continuidade, principalmente a S da Falha dos Romeiros. As antiformas e sinformas, abertas e de tendência simétrica, tem comprimento de onda em torno de 1000m e amplitude de 300 m.

Na região da antiga lavra de mármore dolomítico Matarazzo, as relações estratigráficas entre o membro carbonático da Formação Pirapora e o membro arenoso da Formação Estrada dos Romeiros, somadas a indicadores de polaridade de camada que são comuns neste último, e às relações entre S_b/S_1 e S_2 ; permitem que se identifique um anticlinal sinfórmico recumbente da segunda fase, redobrado na fase posterior (próximo à porção central do perfil B-B').

As estruturas sedimentares (acamamento gradacional, ondas truncadas), são preservadas no flanco normal da D_2 , que apresenta vergência NW, coerente com as dobras já citadas desta fase.

No estereograma da figura 38, observa-se a disposição cônica dos polos S_b/S_1 e S_2 , onde a possível geratriz apresentaria fraco mergulho para W.

Os polos da superfície S_3 , apesar de dispersos, estão na maioria contidos neste cone, de grande abertura angular, da terceira fase.

FALHAS

Foram identificadas na região abrangida pelo mapeamento, diversas estruturas rúpteis, com dimensões variáveis da escala de afloramento à extensão de vários quilômetros.

Destacam-se as falhas de caráter transcorrente, a planos verticalizados e com estrias de cisalhamento sub-horizontais, que balizam o corpo granítico de São Roque e que limitam a S o "stock" do Ponunduva.

Estas falhas são citadas na bibliografia como Falha de Mairinque (Hasui et al, 1969) e Falha de Araçariguama (Bistrichi, 1982), nos contornos do batólito de São Roque, e Falha de Morro Grande (Bistrichi, 1982), limite S do "stock" do Ponunduva. Desenvolvem faixas miloníticas expressivas, da ordem de dezenas a centenas de metros, que são identificadas com maior facilidade nas rochas graníticas. No "stock" do Ponunduva, onde a ocorrência de cataclase e foliação milonítica é generalizada, a zona da Falha de Morro Grande tem boas exposições na estrada de acesso à localidade de Ponunduva, onde por mais de 200 m pode-se acompanhar a ocorrência de bandas miloníticas e protomiloníticas no granito cataclástico. Os primeiros afloramentos das ardósias ao S da falha dão-se em rochas muito alteradas. Esta falha, de direção NE, é provavelmente rejeitada no local encoberto pela represa de Pirapora, ocasionando a continuidade do granito na península a N da Fazenda Guarapiranga.

Também a Falha de Araçariguama tem boa exposição no trecho do Rio Tietê, com desenvolvimento de faixa milonítica da ordem de várias dezenas de metros, no Granito São Roque.

A falha que contorna parte do Batólito de Itaqui, e que passa dentro da cidade de Santana do Parnaíba, é identificada por um alinhamento fotogeológico de grande extensão, e por contato brusco do granito com rochas metavul-

cônicas da Formação Pirapora, quebra de relevo identificável no campo, e abundante quartzo de brecha, sem que se conte com afloramentos no plano de falha. Corresponde em geral a feição topográfica negativa, e aparentemente não desenvolve faixa milonítica mapeável.

Outra estrutura de grande extensão, já referida por Bistrichi (1982), é denominada neste trabalho "Falha de Romeiros", e consta no mapa geológico com traçado inferido. Trata-se também de uma feição fotogeológica de várias dezenas de quilômetros, materializada por foliações verticalizadas nos filitos da Formação Estrada dos Romeiros, mas onde, ao contrário do referido por aquele autor, não foram encontrados filonitos ou lineações inclinadas em associação à falha. Esta estrutura de orientação E-W é tipicamente balizada por uma série de "ilhas" de sedimentos da Unidade Terciário-Quartenária, alongados e de contato quase brusco com a zona de falha. São observados ao longo da Estrada dos Romeiros, na lavra de filito do ponto 47 e próximo a Vau Novo. Sugerem um abatimento vertical da estrutura.

A Falha dos Romeiros, apesar da ausência de faixa milonítica característica, tem orientação semelhante às grandes falhas transcorrentes de Jundiuvira e Taxaquara, bem como posição intermediária a elas. Não se exclui a possibilidade de alguma relação com estes sistemas, sabendo-se que as falhas transcorrentes podem exibir feições diversas das originais, em consequência de seu rejuvenescimento meso-cenozóico.

No limite SW da área mapeada, foram reconhecidos dois segmentos de uma faixa de cisalhamento, o maior com largura de 600m, onde ocorrem as rochas cataclásticas e miloníticas da Unidade dos Blastomilonito-gnaisses.

As foliações miloníticas nestas rochas têm mergulhos entre 40 e 60° para NE, bem como as lineações de estiramento mineral nestes planos.

Em exposições no leito da estrada que liga a Rodovia Cas

telo Branco a Pirapora, observa-se biotita-granitos cataclásticos e clorita-xistos em fatias lenticulares métricas, encaixadas em milonitos graníticos hololeucocráticos. São também comuns blocos decimétricos de blastomilonitos quartzo-feldspáticos embutidos em micaxistos alterados, com foliação milonítica dobrada. Estruturas sigmoides locais sugerem movimento sinistral, mas os afloramentos são pouco elucidativos.

A foliação milonítica destas rochas passa em poucas dezenas de metros a foliação normal (S_2) nos metassedimentos do Grupo São Roque, através de zona de contato entre gnaisses brechados e filito filonítico.

As faixas de cisalhamento, expressões de níveis inferiores de uma zona de falha maior, por apresentarem rochas quartzo-feldspáticas de série milonítica (regime quase plástico), representam níveis de erosão correspondentes a profundidades entre 10-15km (Sibson, 1977). A ocorrência de feições dúcteis e rúpteis, segundo o mesmo autor, pode ser contemporânea, embora mudança de regime ao longo da história da falha também possa ser responsável pela passagem de condições direcionais/compressivas à distensivas.

Afora estas estruturas maiores, são mapeadas duas falhas de rejeito aparentemente normal, a E de Pirapora e a E de Santana do Parnaíba, que coincidentemente deslocam o membro carbonático da Fm. Pirapora e o membro arenoso da Fm. Estrada dos Romeiros. No primeiro caso, no plano de falha e nas suas vizinhanças ocorrem cunhas clásticas descritas na unidade T-Q. Nos dois casos o bloco E é o bloco alto.

Ainda duas pequenas falhas inversas ocorrem, uma a S do corpo anfibolítico de Pirapora, repetindo o membro pelítico da Fm. Estrada dos Romeiros, e outro repetindo o primeiro membro vulcânico e os arcósios da Formação Botu ~~runa~~ runa. Ambas são associadas a foliações miloníticas de baixos mergulhos.

Diversas falhas inversas e falhas gravitacionais a peque
nos rejeitos podem ser vistas nos cortes em pelitos na
Estrada dos Romeiros, nenhuma de dimensões mapeáveis.

5. CONCLUSÕES

São identificadas na região do Sinclinório de Pirapora, cinco fases de dobramentos superimpostas, três delas sin a tardi-metamórficas e duas pós-metamórficas.

Para a primeira fase não foram identificadas dobras a nível de afloramento, mas é diagnóstica a persistência de uma clivagem ardosiana paralela ao acamamento nos metasedimentos, e a orientação pré- S_2 de anfibólitos, registrada em arcos poligonais nos metabasitos.

A segunda fase de dobramentos desenvolve dobras isoclinais recumbentes, com flanco invertido de pequena extensão, que não chega a caracterizá-las como "nappes". A vergência para esta fase é NW, e estruturas sedimentares em metapelitos e metapsamitos ocorrem preservadas nos flancos normais, onde S_2 é uma clivagem oblíqua e com mergulho mais acentuado que S_b/S_1 . Nas zonas de charneira, dá-se o fechamento das unidades litoestratigráficas, e S_2 é sub-perpendicular a S_b/S_1 . Nos flancos inversos da D_2 não se conhecem estruturas sedimentares preservadas e a S_2 é uma clivagem de transposição, frequentemente desenvolvendo bandamento sub-milimétrico.

A terceira fase de dobramentos é tardia aos eventos metamórficos, com geração de dobras em geral quase simétricas, com clivagem plano-axial do tipo clivagem de fratura, que ocorre em "corredores" restritos a afloramentos ou zonas dentro de afloramentos. Em vários domínios a D_3 consiste em dobramento holomórfico, com dobras abertas e normais a quase-normais, com comprimento de onda entre 1000 e 600m e amplitude de 500-250m.

A orientação dos traços axiais e eixos desta fase, de E-W a NE com mergulhos para NE e para W, é visivelmente defletida pela fase do Sinclinório de Pirapora, e em alguns domínios as dobras têm comportamento cônico.

Duas fases de dobramento pós-metamórficas são inferidas

através do tratamento estatístico de medidos, e das relações entre clivagens tardias.

A fase do Sinclinório de Pirapora, com eixo mergulhante a N60-70E, e outra fase tardia, em torno de NS-NNW, não foram hierarquizadas neste trabalho. A fase NS, mais evidente nos domínios A, E e F, é caracterizada por clivagens de fratura pós S_3 fortemente oblíquas à clivagem de posição plano-axial do sinclinório, e por dispersões das lineações L_3 , em grande círculo com polo a NNW. Aparentemente não promove flexões que possam ser identificadas nos corpos de litossoma.

A fase do sinclinório, evidente pela disposição geral das unidades litoestratigráficas, e pela dobra nos quartzitos do Morro Boturuna na sua região de charneira, tem ainda localmente nos flancos, o desenvolvimento de clivagem plano-axial sob forma de clivagem espaçada.

CAPÍTULO VI

AMBIENTES GEOLÓGICOS

1. INTRODUÇÃO

Os métodos para caracterização de ambientes em rochas an tigas são abordados por vários autores, com ênfase nos ambientes sedimentares (Selley, 1970; Potter e Pettijohn, 1963; Reading, 1978 e Reineck e Singh, 1975).

Reineck e Singh (1975), definem para ambientes deposicionais sedimentares o conceito de unidades geomórficas, correspondentes a unidades de sedimentação que podem ser referidas a determinados ambientes sedimentares, através de variáveis que identificam os caracteres físicos, biológicos, químicos e geomórficos dos ambientes, bem como fornecem dados sobre intensidade e duração dos processos envolvidos.

As unidades geomórficas podem ser reconhecidas em sedimentos antigos, através da preservação da identidade dos caracteres ambientais. Os autores enfatizam a utilidade dos parâmetros físicos, e entre eles as condições hidrodinâmicas, no reconhecimento de ambientes. Harms et al. (1982) e Reading (1978), citam a importância que tem para as reconstruções paleo-ambientais as relações entre os fâcies, como limites e sequência.

Para Reineck e Singh (op.cit.), embora cada ambiente sedimentar seja de certa forma único, padrões de similaridade básica podem caracterizá-los, permitindo a aplicação de modelos baseados em ambientes atuais, e tornando possível a identificação paleogeográfica e ambiental dos registros geológicos, sempre com certo grau de incerteza.

As unidades litoestratigráficas da sequência São Roque compreendem na área mapeada vários litofácies distintos.

Uma tentativa de caracterização facirológica destas unida
des tem apoio na observação de suas relações de contato,
ciclos internos, associações e sequência, adicionalmente
a dados físicos sobre ambientes geológicos, como as estru
turas sedimentares e ígneas preservadas.

2. FORMAÇÃO PIRAPORA

A ocorrência de "pillow-lavas" entre os metabasitos da Formação Pirapora é evidência de ambiente sub-aquático para a extrusão das lavas básicas.

A associação de recifes carbonáticos a biohermas estromatolíticos, sedimentos interdigitados a rochas básicas, e a própria extensão da área de afloramentos do Grupo São Roque, apontam, para um corpo de água provavelmente marinho, embora de extensão e profundidade restritas, como indicam as litofácies de outras unidades.

Segundo Fischer e Schmincke (1984), em regiões vulcânicas submarinas as pilhas vulcânicas são representadas por fluxos de lavas sub-aquáticos, fluxos piroclásticos, e depósitos de suspensão derivados de erupções sub-aéreas e sub-aquáticas. Material piroclástico de flancos de vulcões sub-aéreos pode ser remobilizado para lahars submarinos, com geração de correntes de turbidez e depósitos de suspensão.

Critérios distintivos entre os depósitos piroclásticos a quagênicos de diferentes tipos são de aplicação difícil, mesmo para as sequências modernas, e incluem detalhes de estruturas, texturas e mineralogia, que dificilmente seriam preservados em rochas metamorfizadas e deformadas.

Não obstante, no exame dos corpos anfibolíticos da Formação Pirapora e da Formação Boturuna, a estratificação em bancos métricos é constante, e os bancos alternam rochas de origem reconhecidamente ígnea (com "pillow-lavas" e micro-texturas ígneas), e rochas de composição mineralógica em parte comum, onde a ocorrência de estruturas como laminação ou bandamento, sugerem origem deposicional, a partir de detritos de rochas básicas.

Afora as feições de acamamento, outros caracteres distintivos de rochas piroclásticas não são recuperáveis nos

corpos metabásicos, e a aplicação do modelo da sequência vertical de fácies em derrames piroclásticos (Yamada , 1984; Lajoie 1980), é restrita ao reconhecimento dos intervalos laminados. Os produtos metamórficos de intervalos piroclásticos maciços seriam com grande possibilidade de indistintos, texturalmente, de orto-anfibolitos.

O corpo anfibolítico de Pirapora do Bom Jesus aparenta ter nas zonas internas o predomínio de rochas sub-vulcânicas e vulcânicas, reconhecidas as primeiras pelas texturas mais grosseiras, e ambas pela preservação de micro-texturas ígneas (cap. III).

Fischer e Schminke (1984) descrevem, na estruturação de montes submarinos, secções inferiores de "sills" e bancos de derrames a "pillow-lavas", que gradam para partes superiores com predomínio de brecha de fragmentos de pillows e rochas piroclásticas, como uma "bainha clástica envelopando o centro do vulcão, constituído de lavas e intrusões".

Esta estruturação está longe de ser confirmada para o anfibolito de Pirapora, mas a sua forma oval, e a relação geométrica com o Membro Carbonático (fatores recorrentes para o anfibolito de Vila Lolli), torna factível comparações da ambiência destes corpos a uma situação descrita com frequência na literatura geológica, a de recifes calcários biogênicos bordejando centros eruptivos do tipo vulcão.

Esta associação é referida como fácies central de arcos magmáticos do tipo arcos de ilha, de idade Cenozóica (Dickinson, 1974; Mitchell e Reading, 1971), mas pode também ser reportada a centros vulcânicos não ligados a arcos magmáticos.

Estruturas estromatolíticas são frequentes em carbonatos proterozóicos (Walter, 1977), e a associação estromatolitos/ambientes vulcânicos é uma constante em carbonatos arqueanos (Walter et al., 1980; Buick et al., 1981; Button, 1973).

Para Button (1973), os carbonatos algálicos do Arqueano e do Proterozóico Inferior eram raros e confinados ao ambiente vulcânico, onde a elevação da temperatura e a dissolução de gases e cátions favorecia o crescimento de estromatólitos.

Dentre as duas ocorrências de estromatólitos na Formação Pirapora, a lente carbonática da pedreira COSIPA, no corpo de Pirapora do Bom Jesus, caracteriza mais apropriadamente um tálus de recife estromatolítico, pela disposição caótica de fragmentos de colunas estromatolíticas, em brecha de metadolomitos.

Fuchtbauer (1974) descreve sedimentos grosseiros em flancos de recifes a biohermas, onde blocos angulosos, de detritos da parte frontal do recife são soldados por crostas estromatolíticas. As estruturas de laminação complexamente ondulada da Pedreira COSIPA (foto nº 6), não são comprovadamente estromatólitos, mas a similaridade entre as duas situações é sugestiva.

O bioherma da Pedreira Lolli, pela forma de disposição dos indivíduos, fortemente aglutinados, e pela regularidade e preservação das colunas estromatolíticas, representa provavelmente a parte central de um recife a biohermas.

De maneira geral, os estromatólitos e estruturas aloquímicas encontrados nos metadolomitos (oólitos, pisólitos e intra-clastos), indicam deposição sedimentar sob condições de águas rasas, mornas, agitadas e límpidas.

Bettencourt e Wernick (1976), interpretando dados geoquímicos (teor em Sr) e petrográficos de dolomitos da Pedreira COSIPA, situam-nos como tardi-diagenéticos formados em ambiente litorâneo a nerítico de águas oxigenadas.

FORMAÇÃO ESTRADA DOS ROMEIROS

Para a Formação Estrada dos Romeiros é característica a ciclicidade dos eventos deposicionais, tanto no Membro Arenoso quanto no Membro Pelítico.

As estruturas sedimentares encontradas no Membro Arenoso, tais como laminação plano-paralela regular, e acamamento ondulado, lenticular e "climbings", são referidas com frequência a ambientes costeiros modernos (Reineck e Singh, 1975; Harms et al., 1982 e Reading, 1978).

Os ambientes costeiros compreendem grande número de regiões distintas, entre a zona superior ao litoral e a zona de transição para a plataforma de lamas costa-afora. A caracterização destes sítios é ligada a parâmetros sedimentológicos e a observação de grande número de estruturas sedimentares, entre as quais as estruturas de bio-turbação.

Em função dos dados disponíveis, aproximações a estes detalhes são temerárias para a Fm. Estrada dos Romeiros. Não obstante, a ciclicidade observada na coluna e as relações transicionais entre os fácies arenosos e pelíticos sugerem oscilação entre zonas de praias e zonas de transição para águas mais profundas.

Segundo Reineck e Singh (1975) e Ginsburg (1975), as regiões infra-maré e inter-maré são ambientes típicos quanto a ocorrência e alternância de pequenas estratificações cruzadas, acamamento ondulado, lenticular e "flaser".

As barras de areia de sub-litoral costumam apresentar a maior parte das estruturas sedimentares observadas na camada-guia da Fm. Estrada dos Romeiros, embora seu potencial de preservação seja baixo, em litorais de alta energia.

Os canais de escoamento e cristas de zona superiores de

praias têm grande potencial de preservação de estruturas primárias, em função de altas taxas de sedimentação que aí ocorrem (Reineck e Singh, 1975).

Ritmitos arenosos gradados, como os que ocorrem na base do Membro Arenoso e em recorrências no Membro Pelítico, são descritos por vários autores (Harms et al., 1982; Reading, 1978; Reineck e Singh, 1975), como camadas arenosas depositadas por tempestades em zonas sub-litorâneas.

Reineck e Singh (op.cit.), em perfil na região de Büssum, no Mar do Norte, descrevem a passagem de areias costeiras para plataforma de lamas, onde são recorrentes níveis de areias grosseiras a finas, em ritmos gradados. As "camadas arenosas de tempestades" têm espessura e granulometria decrescentes a partir da costa, e ocorrem até a profundidade máxima de 40m. São provenientes de sedimentos litorâneos, retrabalhados e redepositados em condições de alta energia, por ocasião de tempestades.

A maturidade relativa dos clastos que ocorrem nos ritmitos gradados da Fm. Estrada dos Romeiros, e a repetição cíclica de níveis menos grosseiros e menos espessos em direção ao topo da coluna é bastante sugestiva de uma situação similar a esta.

Masters (1967) define ambientes deposicionais para a Formação Mesa Verde, do Cretáceo Superior do Colorado. Estão preservadas, entre outras sequências, as de litoral e de ilhas de barreira, transicionais a partir de folhelhos marinhos. Na zona de transição predominam intercalações finas de areias e lamas, com acamamento ondulado e lenticular. As camadas arenosas têm laminação plano-paralela predominante nas partes baixas da praia. Nas partes superiores, as estruturas sedimentares são acamamento por "megariple" e estratificação cruzada.

As transições entre camadas de metarenitos e metapelitos, tal como observadas no estratótipo da Fm. Estrada dos Romeiros, podem representar eventos de progradação e trans

gressão litorânea, sendo a transição entre os dois membros mais indicativa deste tipo de eventos, enquanto que as camadas arenosas da base do primeiro membro podem representar corpos de areia como barras ou canais preenchidos em um mesmo ambiente de praia. Da mesma maneira, as intercalações arenosas mais espessas do Membro Pelítico podem estar ligadas a eventos transgressivos. Ao que tudo indica, as frequentes intercalações arenosas entre os pelitos do topo da Formação caracterizam mais a proximidade de zona de transição que plataformas de lama em maiores profundidades. Exceção constituem algumas áreas de afloramento dos metapelitos, que são mais pobres em intercalações arenosas, como a região do perfil Castelo Branco-Vila Lolli e as camadas entre a Serra da Sapoca e Pirapora do Bom Jesus.

4. FORMAÇÃO BOTURUNA

Os limites entre a Formação Estrada dos Romeiros e a Formação Boturuna representam uma provável zona de transição com passagem a sequência progradante generalizada.

A base da Formação Boturuna, tal como descrita no estratótipo, constitui-se em intercalações rítmicas de meta-wackes arcoseanos grosseiros a finos com metassiltitos. A recorrência de níveis decimétricos de metarenitos grossos gradados pode ser também relatada a sedimentos depositados em condições de energia excepcional, como os ritmitos gradados da Formação Estrada dos Romeiros.

O Membro Arcoseano da Formação Boturuna representa uma espessa pilha de sedimentos imaturos onde as estruturas sedimentares observadas restringem-se a laminação plano-paralela, com frequência micro-gradada, e a raras estratificações cruzadas tabulares e marcas onduladas.

Quanto a imaturidade textural, a presença de matriz e a laminação gradada em grauvacas e rochas semelhantes, é atribuída por muitos autores a transporte e deposição por correntes de turbidez (Kuenen e Migliorin(1950), in: Pettijohn et al. (1972); Dzulynski e Walton, 1985).

Segundo Pettijohn et al. (1972), poucos sedimentos costeiros recentes, de ambientes de águas rasas, têm lamias intersticiais.

Kuenen (1951), in: Dzulynski e Walton (1965), situa a ação de correntes de turbidez em águas profundas, onde ocorrem afluxos violentos e episódicos de sedimentos grossos. Kuenen e Migliorin (op. cit.) restringem às correntes de turbidez a capacidade de transporte de sedimentos grosseiros com lamias em suspensão, através de taludes submarinos.

Van Straaten (1964), analisando amostras de areias de canions submarinos, conclui que a ocorrência de matriz argilosa em areias destas regiões não é significativa.

Dzulynski e Walton (1985), entre outros autores, discutem a origem da matriz e sua variação quantitativa em grauvacas.

Para os meta-wackes arcoseanos da Formação Boturuna, a sequência vertical de fácies não é indicativa de águas profundas, embora estruturas sedimentares típicas de águas rasas não ocorram com frequência, como na Formação Estrada dos Romeiros.

As estratificações cruzadas tabulares, segundo Reineck e Singh (1975) são pouco distintivas de ambientes, e podem ser relacionadas a "megaripples", dunas de areia e barras costeiras.

Para Harms et al. (1972), estratificações cruzadas tabulares isoladas indicam desenvolvimento de pequenas barras individuais, ou pequenas frentes deltaicas. Ainda segundo Reineck e Singh (op. cit), estas estruturas podem ser produzidas por migrações de anti-dunas, quando têm formato caracteristicamente lenticular ou acunhado. Neste caso são indicativas de ambientes de águas rasas, por requererem altas taxas de energia de correntes, e restringem-se a certas partes das praias ou barras de rios.

As marcas onduladas, observadas nos metarcóseos, não são critérios seguros para a profundidade de água, pois um maior número de observações seria necessário, para caracterizá-las como marcas onduladas de correntes ou de ondas.

Quanto a imaturidade mineralógica dos arenitos arcoseanos, para Pettijohn et al. (1972), os feldspatos detríticos representariam antes condições de relevo alto e erosão rápida, do que fatores indicativos de climas frios.

Como resultado de balanço entre altas taxas de erosão e deposição rápida, grãos de feldspatos frescos e parcialmente intemperizados podem incorporar-se a sedimentos.

A preservação de plagioclásios com bom arredondamento ,

e o aspecto menos alterado que estes apresentam em relação aos feldspatos potássicos, pode indicar uma fonte mais próxima para os primeiros, além de clima árido.

As rochas vulcânicas, interdigitadas aos sedimentos imaturos, constituem-se em evidências adicionais na caracterização de ambientes.

Segundo Fischer e Schmincke (1984), a proporção de rochas vulcanoclásticas e "pillow-lavas" em fluxos tabulares é menor para águas profundas.

Fischer (1984), observa que com profundidade decrescente as vesículas são mais abundantes, e restringe os processos hidroclásticos explosivos a profundidades menores que 500m, para a maioria das erupções basálticas. Outros autores (Moore e Fiske, 1969; Jones, 1970; e Allen, 1980 ; in: Fischer e Schmincke op. cit.) relatam as atividades vulcânicas explosivas a profundidades menores, entre 100 e 200m.

A ocorrência de lavas ou piroclastos altamente vesiculados no segundo Membro Vulcânico da Formação Boturuna sugere águas mais rasas que a ambiência do primeiro Membro Vulcânico.

Segundo Fischer e Schmincke (1984), as sequências vulcânicas de águas rasas tendem a ser complexas, e embora o formato e a vesicularidade das partículas piroclásticas possam variar, predominam os "shards" altamente vesiculados.

O caráter vesiculado da rocha vulcânica fêlsica, que ocorre no segundo Membro Vulcânico, é segundo Mc Birney (1971, in: Fischer e Schmincke, op.cit.), indicativo de ambiente sub-aéreo ou sub-aquático muito raso. Este autor afirma que magmas silicosos não vesiculam a mais de poucas dezenas de m de profundidade.

Para o Membro Ortoquartzítico da Formação Boturuna, a alta maturidade mineralógica, e a relativa maturidade textural, sugerem a ocorrência de areias lavadas e razoavelmente selecionadas.

Sedimentos com estas características podem constituir barras de praia (Reineck e Singh, 1975; Ginsburg, 1975).

Acamamento gradacional inverso, em "sets" de 2 a 3cm, e seixos ocasionais podem ser identificados nesta ambiência.

Os ambientes de praia são com frequência transicionais para dunas costeiras, e o arredondamento e seleção dos clastos nos quartzitos poderia ser sugestivo de ação eólica. A ocorrência de películas ferruginosas nos grãos, e as linhas ocasionais de seixos são também característicos do ambiente eólico. No entanto, não foram identificadas as estruturas sedimentares típicas de dunas.

Ainda sobre a caracterização ambiental do Membro Arco-seano, a alternância de meta-wackes gradados e metassiltitos indica a ciclicidade de condições de energia, com correntes de turbidez depositando rapidamente sedimentos médios a grosseiros, e com o assentamento posterior dos finos, em condições de quiescência.

Esta ciclicidade é com frequência encontrada em turbiditos de regiões marinhas profundas. Como visto, pela análise das relações e da sequência de fácies da Fm. Boturuna, este tipo de ambiência é pouco provável.

Muitos autores vêm reconhecendo a importância de eventos ligados a tempestades na deposição de areias em zonas sub-litorâneas, através de correntes de turbidez (Harms et al., 1982; Bremer et al., 1973; Reineck e Singh, 1975).

Segundo Bremer et al. (op. cit.), as tempestades podem causar grande parte do movimento de massa em sedimentos de ambiente marinho raso.

Para Harms et al. (1982), eventos que causam erosão e transporte de material mais grosseiro para ambientes relativamente mais calmos, têm boa chance de serem preservados no registro geológico.

É passível de consideração a hipótese de que os ritmos gradados dos metarcôseos possam representar acumulações

semelhantes em zonas sub-litorâneas, onde teriam um potencial de preservação mais elevado que os fácies de praia .

De toda a forma, um provável ambiente costeiro para a Formação Boturuna seria diferenciado daquele da Formação Estrada dos Romeiros, que comporta sedimentos psamíticos de maior maturidade mineralógica e textural. Esta diversidade pode ser atribuída a mudanças de fatores ligados a tectônica, e conseqüentemente ao relevo, à época de deposição da Fm. Boturuna. Também a maior quantidade de finos entre os psamitos poderia indicar a proximidade de um delta.

CONSIDERAÇÕES SOBRE AMBIENTE E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus comporta ao menos três episódios magmáticos, vulcânicos a sub-vulcânicos, de caráter básico e com provável diferenciação intermediária a ácida no último episódio. A contemporaneidade dos eventos magmáticos e da sedimentação é atestada pela associação das rochas vulcânicas, piroclásticas e sedimentares, e pelo padrão homogêneo da sequência em termos dos eventos de deformação e metamorfismo.

Os dados geocronológicos indicam idades próximas a 1800 m.a. como época da deposição dos sedimentos e de eventos de vulcanismo ácido (Isócrona Rb/Sr em rocha total e curva Concórdia para zircões de metariodacito do Morro do Polvilho; Van Schmus et al., 1987). Evolução polifásica é reconhecida no Ciclo Brasileiro (Cordani e Bittencourt, 1967; Cordani e Kawashita, 1971; Hasui e Hama, 1972; Hasui, 1975 e Tassinari et al., 1985). Para Van Schmus et al. (1987), a evolução brasileira teria ocorrido episodicamente entre 900 a 500 m.a.. A granitogênese relatada ao Ciclo Brasileiro é caracterizada por Cordani e Kawashita (1971) através de isócronas de referência para rochas tardi-tectônicas, de 610 m.a., que incluem os granitos da Serra da Cantareira e assemelhados, como os corpos de Itaqui, São Roque e talvez o "stock" do Ponunduva, na área mapeada. A isócrona de referência para a principal fase pós-tectônica reúne entre outros os granitos de Perus e Itu, com idades de 540 m.a..

A caracterização litoestratigráfica e ambiental da sequência São Roque na área estudada não a torna comparável a associações de arcos magmáticos ou a seus fácies basinais (Dickinson, 1971; Mitchell e Reading, 1971; Garcia, 1978). Os dados químicos para as rochas básicas do corpo anfibolítico do Jaraguá (Gomes et al., 1964) e para o corpo de Pirapora do Bom Jesus (Lazzari, 1987)

tampouco situam o quimismo dos elementos maiores e elementos traços dentro do campo composicional de rochas de arcos magmáticos (Miyashiro, 1975; Pearce e Can, 1973; Gill, 1983). Por outro lado, Gomes et al. (1962), situam os anfibolitos do Jaraguá no campo dos basaltos ou diabásicos toleíticos. Foi efetuado o tratamento dos dados obtidos pelos últimos autores para elementos traços, através do emprego dos diagramas de Pearce e Can (1973), que discriminam a classificação de rochas vulcânicas modernas, de acordo com sua posição geotectônica.

Os diagramas Ti-Zr-Sr, Ti-Zr-Y e Ti-Zr, apresentam boa resolução para as rochas do corpo anfibolítico do Jaraguá, situando-as no campo dos basaltos de fundo oceânico.

Lazzari (1987), com o emprego de dados químicos referentes a elementos maiores e a alguns elementos traços (Ti e Cr), também conclui pela filiação toleítica dos anfibolitos do corpo de Pirapora do Bom Jesus, apontando similaridades químicas com o campo dos basaltos de fundo oceânico.

O ambiente vulcano-sedimentar ligado a deposição das rochas São Roque, segundo as características geoquímicas das rochas básicas, litoestratigrafia, e ambientes de sedimentação, é indicativo de um fundo marinho de águas rasas com geração de magmatismo básico, em uma provável bacia do tipo "rift".

Para as sequências do Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986), ou sequência vulcano-sedimentar de Itaberaba (Frasca et al., 1987), é proposta a sedimentação em uma bacia de "rift"; para Juliani et al. (1986), localizada em margem continental ou próxima a ela, e envolvendo geração pouco extensa de crosta oceânica.

Segundo Hutchinson (1973) e Ramberg e Neumann (1978), o Proterozóico Inferior a Médio consiste na época em que se inicia a implantação da tectônica geradora de sistemas do tipo "rift". Os caracteres físicos e petroquímicos de vulcanismo associado a sequências de "rifts" podem

variar segundo os estágios de evolução destas estruturas ou segundo seu posicionamento em ambientes continentais, oceânicos ou transicionais.

Barbieri e Varet (1978), em trabalho realizado na junção de Afar, no mar Vermelho, caracterizam o estágio proto-oceânico do "rift" transicional de Afar como ligado a vulcanismo básico fissural de quimismo toleítico, restrito a uma estreita zona axial ao "rift", onde também ocorrem pequenos vulcões centrais com erupção de sequências completas de lavas diferenciadas.

Para a evolução geotectônica do Grupo São Roque, observações mais detalhadas devem considerar as características da Bacia São Roque de maneira ampla, e para a área em questão, o presente grau de conhecimento permite situar as rochas São Roque em um ambiente marinho de águas rasas, com índices de acreção litosférica, em uma provável margem continental passiva divergente, de idade do Proterozóico Inferior a Médio.

FIG: 39 - Aplicação dos diagramas de Pearce e Can (1973) aos dados químicos de elementos traços do corpo anfibolítico do Jaraguá, obtidos por Gomes et al (1964).

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico em escala 1:25.000 desenvolvido no Sinclínorio de Pirapora do Bom Jesus (Hasui et al., 1969), através da realização de perfis estruturais de detalhe com emprego de estruturas geopetâlicas, e da integração de dados de mapeamentos anteriores, permitiu a proposta de unidades litoestratigráficas formais para o Grupo São Roque na região do Sinclínorio, bem como considerações sobre seu ambiente geológico.

São definidas três formações, que comportam membros de diferentes características litológicas:

- . A Formação Pirapora, basal ao Grupo São Roque, representada por uma pilha de rochas meta-vulcânicas a sub-vulcânicas de caráter básico toleítico e prováveis rochas piroclásticas associadas, comporta um membro carbonático com calciofilitos e metadolomitos parcialmente aloquímicos, com ocorrências locais de estruturas estromatolíticas. A ocorrência de corpos básicos estratificados com bancos a "pillow-lavas" caracteriza vulcanismo sub-aquático. O formato oval dos corpos anfibolíticos da Vila Lolli e de Pirapora do Bom Jesus, que são parcialmente circundados pelo membro carbonático, e a associação de bioherma estromatolítico e de um provável talus de recife estromatolítico, para o primeiro e para o segundo corpo, sugerem a ocorrência de recifes calcários biogênicos em bordos de edifícios vulcânicos.
- . A Formação Estrada dos Romeiros, estratigraficamente superior e em contato transicional com o Membro Carbonático da Formação Pirapora, comporta na base um membro arenoso, com metarenitos quartzosos, ritmitos gradados micro-conglomeráticos e intercalações subordinadas de metarenitos com laminação hematítica e metapelitos. O Membro Pelítico superior é constituído por metaritmitos siltico-argilosos com níveis subordinados de metarenitos quartzosos, e com a recorrência de um banco me

tarenítico de espessura expressiva. A ocorrência de estruturas sedimentares como acamamento ondulado, lenticular e "climbings", sugere para os metarenitos uma ambiência de águas rasas em sub-litoral, enquanto que a ciclicidade da sedimentação grosseira a fina observada entre os dois membros caracteriza a proximidade de zona de transição, e ao menos um evento transgressivo generalizado.

- A Formação Boturuna, em contato brusco a transicional com o topo da Formação Estrada dos Romeiros, comporta dois membros vulcânicos e dois membros arenosos. O contato transicional dá-se com o Membro Arcoseano, que constitui-se em um espesso pacote de sedimentos imaturos, com intercalações rítmicas de metawackes arcoseanos micro-gradados e metapelitos. O primeiro Membro Vulcânico faz contato brusco com o topo da formação precedente, ou ocorre próximo a base dos metarcôseos. Caracteriza-se por corpos tabulares estratificados, com bancos a "pillow-lavas" estiradas, prováveis bancos piroclásticos e ortoanfibolitos grosseiros a finos. O segundo Membro Vulcânico ocorre próximo ao topo dos metarcôseos, e em alguns corpos em posição basal a estes. Constitui-se em bancos pouco espessos de derrames amigdalóides de caráter básico a ácido, intercalados e recorrentes nos metarcôseos. No topo da Formação Boturuna, o Membro Ortoquartzítico perfaz um pacote de metarenitos puros e relativamente bem selecionados. O caráter vesiculado das rochas básicas e ácidas intercaladas aos metarcôseos indica um ambiente de águas rasas, ao menos para porte da coluna, e a alta maturidade mineralógica e textural do Membro Ortoquartzítico, bem como a ocorrência de acamamento gradacional inverso e de seixos ocasionais, sugere que as areias lavadas podem representar uma barra de praia. A transição para dunas costeiras é uma hipótese não descartada, mas tampouco comprovada.

Na região do Sinclinório de Pirapora são identificadas cinco fases de dobramentos superimpostas, três delas sin a tardi-metamórficas, e duas pós-metamórficas.

A primeira fase é identificada pela ocorrência de clivagem ardo

siana paralela ao acamamento dos metapelitos, e por arcos poligonais em anfibólitos nas rochas metabásicas. A segunda fase consiste em uma articulação de dobras anticlinais recumbentes, com vergência NW. O posicionamento dos estratos em flanco normal, charneira ou flanco inverso destas estruturas modifica a qualidade da foliação S_2 e sua relação com o acamamento e com a foliação S_1 , bem como determina a preservação das estruturas sedimentares.

A terceira fase de dobramentos é tardia ao metamorfismo, e apresenta eixos mergulhando para NE e para W, desenvolvendo clivagem plano-axial espaçada. Duas fases pós-metamórficas, a fase do Sinclinório de Pirapora, com eixo mergulhante a N60-70E, e outra fase tardia, em torno de NS-NNW, não são hierarquizadas.

O metamorfismo na região do sinclinório desenvolve nos metapelitos e nas rochas básicas paragêneses típicas do grau fraco (Winkler, 1967) ou do fácies xistos verdes (Turner, 1981), da zona das ardósias à zona da biotita.

O pico do metamorfismo é tardio à segunda fase de deformação, como indicam os arcos poligonais em sericitas dos metapelitos, e em anfibólitos das rochas metabásicas. A transição para a zona das ardósias não foi recuperada.

Paragêneses típicas do fácies anfibólito - hornfels (Turner, 1981), foram encontradas em anfibolitos e em meta-grauvacas e metarcóseos, no contato da Formação Pirapora com o corpo granítico de Itaqui. Este corpo é intrusivo nos metassedimentos e corta a foliação S_2 . Veios de quartzo associados a bolsões e hipófises do granito são dobrados pela terceira fase de deformação. A descon-tinuidade e o grau de alteração dos metamorfitos impediu o mapeamento de auréola de contato para o corpo de Itaqui. Os contatos com os corpos graníticos de São Roque e do Ponunduva dão-se através de falhamentos transcorrentes, e no último caso os contatos não falhados não têm boas exposições.

Para a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque, o caráter e a relação entre as unidades litoestratigráficas, somados a dados geoquímicos disponíveis para a Formação Pirapora, são

indicativos de ambiente de deposição associado a estrutura do tipo "rift" continental, em uma provável margem continental passiva divergente, de idade do Proterozóico Inferior a Médio.

BIBLIOGRAFIA

- ALGARTE, J.A.; MARTINS, A.T.M.; MORGENTAL, A.; DAITX, E.C. ;
 ANDRADE JUNIOR, E.S. de; BATOLLA JUNIOR, R.; FERREIRA, F.
 J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C. da S.; DRUMOND, J.B.N.; RO-
 DRIGUES, J.C.; CAVALCANTE, J.C.; KAFFER, L.Q.; CHIEREGATI,
 L.A.; PINTO FILHO, W.D. de & ADDAS, W., 1974, Projeto Su-
 deste do Estado de São Paulo, São Paulo, DNPM-CPRM.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K.,
 1973, The Precambrian Evolution of the South American
 Cratonic Margin South of Amazon River. In: "The Ocean
 Basin and Margins", Nairn & Stehli (eds.), 1, 411-446, Ple-
 num, N.Y..
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.
 A., 1981, Brazilian Structural Provinces: an Introduction.
 Earth Sciences Review, 17, 1-29.
- BARBERI, F. & VARET, J., 1978, The Afar Rift Junction. In:
 Ramberg, I.B. & Newmann, E.R. (eds.), 1978, Petrology and
 Geochemistry of Continental Rifts, Proceedings of NATO Ad-
 vanced Study Institute, 1977, D. Reidel Publ. Co..
- BERGMANN, M. & FAIRCHILD, T.R., 1985, Estromatólitos no Gru-
 po São Roque, Proterozóico Superior, Região de Pirapora do
 Bom Jesus, Estado de São Paulo, comunicação aos Anais da
 Academia Bras. Ciênc., v.57, 117.
- BERGMANN, M. & FAIRCHILD, T.R., 1986, Estromatólitos no Gru-
 po São Roque: uma hipótese paleo-geográfica. XXXIV Congr.
 Bras. Geol., Goiânia, GO, Boletim de Resumos e Breves Comu-
 nicações, p. 79.
- BETTENCOURT, J.S. & WERNICK, E., 1976, Contribuição à geo-
 química do S_r das rochas calcárias dos grupos São Roque e
 Açungui (SP e PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia,
 29, Belo Horizonte, Separata.
- BISTRICHI, C.A., 1982, Geologia do Sinclínório de Pirapora,
 SP. (Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São

Paulo).

- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D. P.; MELO, M.S. de; CREMONINI, O.A.; HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F.M. de, 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, São Paulo, IPT, v.2.
- BORRAIDAILE, G.J.; BAYLY, M.B. & POWEL, C.McA. (ed.), 1982 , Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics, Springer-Verlog, 551 p..
- BRENNER, R.L. & DAVIES, D.V., 1973, Storm - Generated Coquinoid Sandstones: Geneses of High - Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana: Geol.Soc. of Am. Bull., v. 28, 1685-1698.
- BUICK, R.; DUNLOP, R.J.J. & GROVES, D.I., 1981. Stromatolite Recognition in Ancient Rocks: an appraisal of irregularly laminated structures in an early Archean Chert-barite unit from North Pole, W Australia, Alcheringa, v.5, n.3, 161 - 179.
- BUTTON, A., 1973, Algal Stromatolites of the Early Proterozoic Wolkberg Group, Transvaal Sequence. Journ. Sedim. Petrol., v.43, nº 1, 160-167.
- CALÓGERAS, P., 1938, As Minas do Brasil e sua Legislação , Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, v. 3, 507p..
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, C.A.; SILVA, M.E.da; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR, R. & SOUZA, A. P., 1983, Geologia das Folhas de Piracaia e Igaratã. In: Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, 1, Atas, São Paulo, 55-79.
- CAMPOS NETO, M. da C., 1985, Mesa Redonda do 5º Seminário Regional de Geologia: Evolução do Pré-Cambriano Paulista e Regiões Adjacentes. SBG/SP, v.2, 561-571.
- CARNEIRO, C.D.R., 1983. Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociência , USP, São Paulo, 155 p..

- CONYBEARE, C.B. & CROOK, K.A.W., 1968, Manual of Sedimentary Structures, Depart. Nation. Revel. Bureau Min. Resourc., Geology and Geophysics Bull., 102, 327 p..
- COUTINHO, J.M.V., 1955, Sobre o Metaconglomerado dos Arredores de São Paulo. Eng. Min. Metal.; Rio de Janeiro, 21 (121), 15-16.
- COUTINHO, J.M.V., 1972, Petrologia do Prê-Cambriano em São Paulo e Arredores. Bol. IG-USP, 3, 5-59.
- COUTINHO, J.M.V., 1980, Carta Geológica da Região Metropolitana da Grande São Paulo, 1:100.000, EMPLASA.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSCKIS, P.; PEROSA, P.T.Y., 1982, Geologia e Petrologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba - SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22º, Salvador, 1982, Anais, SBG, v. 2, 624-640.
- CORDANI, U.G.; CAMPOS, A.C.R.; DAVINO, A. & BJORNBERG, A., 1961, Geologia da Região do Jaraguã, SP. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 10 (2), 72-91.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I., 1967, Determinações de idade de potássio - argônio em rochas do Grupo Açungui. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, 1967. Anais, Curitiba, SBG, 218-233.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K., 1971, Estudo Geocronológico pelo Método Rb/Sr de Rochas Graníticas Intrusivas no Grupo Açungui. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25º, São Paulo, SBG, 105-110.
- DERBY, O.A., 1878. Geologia da Região Diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arch. do Mus. Nac., Rio de Janeiro, 3, 89-96.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M., 1970, Mountain Belts and the New Global Tectonics, J. Geophys Res. 75, 2625-2647.
- DICKINSON, W.R., 1971, Plate Tectonic Model of Geosynclines Earth Plan. Sci. Letts., 165-174.

- DICKINSON, W.R., 1974, Sedimentation Within and Besides Ancient and Modern Magmatic Arcs, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., nº 19, 230-239.
- DICKINSON, W.R., 1982, Compositions of Sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins. The Am. Assoc. of Petrol. Geol. Publ., 66(2), 121-137.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E.K., 1985, Sedimentary Features of Flysch and Greywackes - Developments in Sedimentology, v. 7, Elsevier Publ. Co., 247p..
- ELLERT, R., 1964, Geologia da Região de Mairiporã, SP, São Paulo. (Tese de Livre Docência apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP).
- EMPRESA METROPOLITANA DE PLANEJAMENTO DA GRANDE SÃO PAULO (EMPLASA), 1980, Mapa Geológico da Grande São Paulo, escala 1:100.000 (2 folhas).
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BERGMANN, M.; PENALVA, F. & TASSINARI, C. C.G., 1982, Ocorrência de "Pillow Lavas" no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. Ciên. Terra, Salvador, SBG(2), 6-8.
- FISHER, R.V., 1984, Submarine Volcaniclastic Rocks. In: Kolaar, B.P. & Howells, M.F. (eds.), Marginal Basin Geology, Geol. Soc. London Spec. Publ., nº 16, Blackwell Scien. Publ., 5-27.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U., 1984, Pyroclastic Rocks. Springer Verlag, 472p..
- FRASCÃ, M.H.B.O.; COUTINHO, M.V.C.; RODRIGUES, E.P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; YAMAMOTO, J.K.; ZAINE, J.E. & BRAGA, T.O., Estudo Petrográfico-Litogeoquímico da Sequência Vulcano-Sedimentar de Itaberaba - SP, 1987, Atas do VI Simp. Reg. SBG, no prelo.
- FUCHTBAUER, H., 1974, Sediments and Sedimentary Rocks. Part II. J. Wiley & Sons, New York, 464p..
- GARCIA, M.O., 1978, Criteria for the Identification of Ancient Volcanic Arcs. Earth Sci. Rew., 14, 147-165.

- GILL, J.B., 1983, Mountain Building and Volcanism. In: HSU, K. Mountain Building Processes, p. 145-165, NY, A.Press.
- GINSBURG, R.N., 1975, Tidal Reposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, Springer Verlag, 428p..
- GOMES, C.B., 1962, Contribuição ao Conhecimento dos Anfíbolitos da Região do Jaraguá, SP, Bol. Soc. Bras. Geol., 11 (1), 57-78.
- GOMES, C.B.; SANTINI, P. & DUTRA, C.V., 1964, Petrochemistry of a Precambrian Amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil, J. Geol., 72(5), 664-680.
- HASUI, Y.; PENALVA, F. & HENNIES, W.T., 1969, Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais, Salvador, SBG, p. 101-134.
- HASUI, Y. & HAMA, H. 1972, Geocronologia do Grupo São Roque pelo Método Potássio-Argônio. Rev. Bras. Geoc., 2, 18-24.
- HASUI, Y., 1973, Tectônica da Área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo (Tese de Livre Docência apres. ao Inst. Geoc. USP).
- HASUI, Y., 1975, Evolução Polifásica do Pré-Cambriano a Oeste da Capital Paulista. Bol. IG-USP, São Paulo, 6, 95-107.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. & CARNEIRO, C.D.R., 1976, Considerações sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. Bol. IG-USP, São Paulo, 7, 107-112.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R., 1976, Evolução Geológica do Pré-Cambriano na Região Sudeste do Estado de São Paulo. Revista Bras. Geoc., 6, 182-200.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G., 1982, Structures and Sequences in Clastic Rocks, Short Course nº 9, Soc. of Econ. Paleont. and Mineralogists, 250p..
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y. & PENALVA, F., 1967, O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21º, Curitiba, Anais, SBG, 159-168.
- HOBBS, B.; MEANS, W. & WILLIAMS, P.F., 1976, An outline of Structural Geology. J. Wiley and Sons, 571p..

- HOPGOOD, A.M., 1980, Polyphase Fold Analysis of Gneisses and Migmatites. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 71 , 55-68.
- HOPWOOD, T., 1974, Structural Geology and Mineral Exploration Workshop Course, Australian Min. Found., v. 1, 283p..
- HUTCHINSON, R.W., 1973, Massive Base Metal Sulphide Deposits in Sedimentary Rocks and their Metallogenetic Relationships during Proterozoic Time, 22p., Paper at the Meeting of AIME-SEG, Chicago, 26/2/1973. Abstract in: Econ. Geol., v. 68, nº 1, p. 138.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. & SCHORSCHER, H.D., 1986. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região de São Roque - SP, separata do XXXIV Congr. Bras. Geol..
- LAJOIE, J., 1980, Volcanoclastic Rocks. In: Walter, R.J. , Ed., Facies Models, Geoscience, Canada - Reprint Ser. 1, 39-52.
- LAZZARI, M. de L., 1987, O Metabasito de Pirapora do Bom Je sus, SP, Dissertação de Mestrado, USP, 96 p..
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C., 1982, Atlas of Igneous Rocks and their Textures, Longman Group Ltd. , 148p..
- MASTERS, C.D., 1967, Use of Sedimentary Structures in Deter mination of Depositional Environments, Mesa Verde Formation, Williams Fork Mountains, Colorado, Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, v. 51, nº 10, 2033-2043.
- MITCHELL, A.H.G. & READING, H.G., 1971, Evolution of Island Arcs. J. Geol., 79, 253-284.
- MIYASHIRO, A., 1975. Volcanic Rock Series and Tectonic Setting. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 3 , 251-269.
- MORAES REGO, L.F. de, 1930, Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo. Bol. do Serv. Geol. e Min., Rio de Janeiro , 105p..

- MORAES REGO, L.F. de, 1933, Contribuição ao Estudo das Formações Pré-Devonianas de São Paulo, São Paulo, Inst.Astron. e Geogr., 43p..
- PARISOT, J.G.; BONNAL, L. & SIGOLO, J.B., 1985, Um Método de Endurecimento de Amostras Friáveis com Emprego de Verniz. Comparação com Outros Métodos, Bol. IG-USP, Série Científica, v. 16, 11-14.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analysis. Plan. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G. & PONÇANO, W.L., 1986, Guia de Nomenclatura Estratigráfica, Rev. Bras. de Geoc., v. 16, 376-415.
- PETTIJOHN, P.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R., 1972, Sand and Sandstone. Springer Verlag, Berlin, 618p..
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, P.J., 1963, Paleocurrents and Basin Analysis. Springer Verlag, Berlin, 296 p..
- POWELL, C.McA., 1979, A Morphological Classification of Rock Cleavage, Tectonophysics, 58, 21-34.
- PREISS, M.V., 1976, Basic Field and Laboratory Methods for the Study of Stromatolites. In: Water, M.R. (ed.), Stromatolites, Elsevier Sci. Publ., 5-13.
- RAMBERG, I.B. & NEUMANN, E.R. (eds.), 1978, Petrology and Geochemistry of Continental Rifts, Proceedings of NATO Advanced Study Institute, 1977, D. Reidel Publ. Co..
- RAMSAY, J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks, New York, McGraw-Hill, 567p..
- RAMSAY, J.G., 1961, The Effects of Folding Upon the Orientation of Sedimentary Structures. Journal of Geol., 69(1), 84-100.
- READING, H.G. (Ed.), 1978, Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scient. Publ., 569p..

- SÃ, E.F.J. & HACKSPACHER, P.C., 1982, Revisão sobre Análise Estrutural. Parte I: Conceituação Básica e Métodos, Ciências da Terra, nº 5, 24-36. Parte II: Algumas Aplicações e Tópicos Adicionais, Ciências da Terra, nº 8, 1983, 7-18.
- SANTORO, E., 1984, Geologia da Folha Cabreúva, SP (Tese de Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da USP, 114p.).
- SECRETARIA DA INDÚSTRIA, COMÉRCIO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - PROMINÉRIO, 1984, Relatórios e Mapas 1: 50.000 - Geologia da Folha de Santana do Parnaíba, Estado de São Paulo, 149p., - Geologia da Folha de Guarulhos, 195 p..
- SEELEY, R.C., 1970, Ancient Sedimentary Environments. Chapman and Hall, London, 237p..
- SHROCK, R.R., 1948, The Sequence in Layered Rocks. McGraw - Hill Book Co., New York, 507p..
- SIBSON, R.H., 1977, Fault-rocks and Fault Mechanisms, Geol. Soc. Lond., v. 133, p. 191-213.
- SILVA, A.T.S.F. da, CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K. & PINHO FILHO, W.D., 1977, Projeto Santos-Iguape. Relatório Final. Geologia, São Paulo, DNPM-CPRM.
- TASSINARI, C.G.G.; KAWASHITA, K. & KIKUCHI, R.K.P., 1985, Estudo Geocronológico nos Metaconglomerados do Grupo São Roque, no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas ..., São Paulo, SBG/SP, v. 1, p. 201-210.
- TOBISH, O.T., 1965, Observations on Primary Deformed Sedimentary Structures in Some Metamorphic Rocks from Scotland. J. Sed. Petrol., 35, 415-419.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill, 545p..
- TURNER, J., 1981, Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects, 2nd Ed. McGraw-Hill.

- VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.G.G.; CORDANI, U.G.; 1987, Estudo Geocronológico da Parte Inferior do Grupo São Roque , XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 1399-1406.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U., (Ed.), 1964, Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, 464p..
- WALTER, M.R., 1977, Interpreting Stromatolites, Am. Scientist, v. 65, nº 5, 563-571.
- WALTER, M.R.; BUICK, R.; DUNLOP, S.S.R.; 1980, Stromatolite 3400-3500m.a. old from North Pole Area, W Australia. Nature, v. 284, 443-444.
- WINKLER, H.G.F., 1977, Petrogênese das Rochas Metamórficas, Porto Alegre, Ed. Blücher/Co-edições URGs, 254p. (trad. Carlos Burger Jr.).
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. & SEELEY, D.R., 1973, Basic Wrench Tectonics - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 57 , nº 1, 74-96.
- WILLIAMS, P.F., 1970, A Criticism of the Use of Style in the Study of Deformed Rocks, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3283-3296.
- WILLIAMS, P.F., 1985, Multiply Deformed Terrains-Problems of Correlation, Journ. Struc. Geol., v. 7, nº 3/4, 269-280.
- YAMADA, E., 1984, Subaqueous Piroclastic Flows: their development and their deposits. In: Kokelaar, B.P. & Howells, M.F., eds., Marginal Basin Geology, Geol. Soc. London Spec. Publ., nº 16, 29-35, Blackwell Scienc. Publ. Co..

Foto 1 - Contra-molde de marcas onduladas em meta-wackes arcoseanos da Fm. Boturuna.

Falsas cristas abauladas mais amplas que as calhas, com concentração de minerais opacos.

Molde das cristas bifurcado em "diapasão".

O contra-molde apresenta laminação plano-paralela.

Foto 2 - Estruturas convolutas em meta-argilitos a porfiroblastos de pirita.

"Anticlinais" de cristas agudas e "sinclinais" arredondados, característicos de laminações convolutas (Dzulynski e Walton, 1965).

Barra-escala centimétrica.

Foto 3 - Estromatólitos em formas colunares "in situ", no bioherma da Mineração Lolli.
Colunas paralelas com ramificação pouco frequente - Vila Lolli.
Barra - escala de 5cm.

Foto 5 - Possíveis secções longitudinais de estromatólitos colunares, em brecha metadolomítica da Pedreira COSIPA - Pirapora do Bom Jesus.

Foto 4 - Secção transversal de colunas estromatolíticas silicificadas, com bulbos preservados por ressalto in tempérico.
Metadolomitos da Mineração Lolli - Vila Lolli.
Barra - escala centimétrica.

Foto 6 - Estruturas com laminação ondulada irregular, localmente individualizando formas concêntricas e formas colunares (abaixo à esquerda), sem coerência no sentido da convexidade da laminação.
Pedreira COSIPA - Pirapora do Bom Jesus.

MAPA GEOLÓGICO DE PIRAPORA DO BOM JESUS
(GEOLOGIA POR MAGDA FERREIRA)