DEDALUS - Acervo - IGC

30900005048

TECTÔNICA DA ÁREA DAS FOLHAS DE SÃO ROQUE E PILAR DO SUL

hlc

YOCITERU HASUI

Tese apresentada ao Concurso de Livre Docência
no Departamento de Geologia Geral do Instituto
de Geociências da Universidade de São Paulo

1973

SÃO PAULO

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
OBJETIVO DO ESTUDO	1
ÁREA ESTUDADA	2
METODOLOGIA	2
LEVANTAMENTO GEOLÓGICO	2
PETROGRAFIA	6
ANÁLISE ESTRUTURAL	6
TERMINOLOGIA	7
 CAPÍTULO 2 - ESTUDOS GEOLÓGICOS ANTERIORES	 8
 CAPÍTULO 3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA	 11
 CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DA LITOLOGIA	 13
BLOCO SÃO ROQUE	13
METAPELITOS	13
METAPSAMITOS	18
ROCHAS CALCÁRIAS E CALCO-SILICATADAS	21
METABASITOS	22
ROCHAS GRANITÓIDES	23
BLOCO ITUPARANGA	26
BLOCO COTIA	26
ECTINITOS	26
METABASITOS	27

MIGMATITOS	30
<u>Paleossoma</u>	31
<u>Neossoma</u>	34
ROCHAS GRANITÓIDES	35
<u>Complexo Piedade</u>	35
<u>Outros Corpos</u>	50
BLOCO JUQUITIBA	52
MIGMATITOS ESTROMATÍTICOS	56
<u>Paleossoma</u>	56
<u>Quartzitos</u>	58
<u>Metabasitos</u>	63
MIGMATITOS OFTALMÍTICOS	66
ROCHAS GRANITÓIDES	68
BACIA DO PARANÁ	70
MAGMÁTICAS MESOZÓICAS	70
SEDIMENTOS TERCIÁRIOS E QUATERNÁRIOS	71
 CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DO MAGMATISMO	 76
 CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DO METAMORFISMO	 80
BLOCO SÃO ROQUE	80
BLOCO ITUPARANGA	82
BLOCO COTIA	83
BLOCO JUQUITIBA	84
SÉRIE FACIAL	85
METAMORFISMO CATACLÁSTICO OU DINÂMICO	86

CAPÍTULO 7 - ANÁLISE DA ESTRATIGRAFIA	96
TRIPARTIÇÃO DO PRÉ-CAMBRIANO	96
SUBDIVISÕES DO GRUPO AÇUNGUI	100
AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO	103
 CAPÍTULO 8 - ANÁLISE DAS ESTRUTURAS	 105
ESTRUTURAS RELIQUIARES	105
ESTRUTURAS TECTÓGENAS	106
FALHAS	106
JUNTAS	110
XISTOSIDADE	117
FOLIAÇÃO DE CRENULAÇÃO	131
LINEAÇÕES	136
DOBRAS	138
QUALIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DE JUNTAS	153
ESTRUTURAS INTERNAS DOS CORPOS GRANITÓIDES	155
REGIONALIZAÇÃO DOS DADOS ESTATÍSTICOS	155
ANÁLISE DO DOBRAMENTO	158
BLOCOS SÃO ROQUE E ITUPARANGA	158
BLOCOS COTIA E JUQUITIBA	158
CORRELAÇÃO DAS FASES DE DOBRAMENTO	163
ESTRUTURAS NA ÁREA DA BACIA DO PARANÁ	165
 CAPÍTULO 9 - ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	 169
 CAPÍTULO 10 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DAS	 170
FOLHAS DE PILAR DO SUL E DE SÃO ROQUE	

AGRADECIMENTOS

181

BIBLIOGRAFIA

183

ILUSTRAÇÕES INSERIDAS NO TEXTO

33 Figuras numeradas de 1 a 33

16 Tabelas numeradas de 1 a 16

19 Fotos numerados de 1 a 19

34 Fotomicrografias numeradas de 1 a 34

ANEXOS

Folhas geológicas de São Roque e de
Pilar do Sul em escala de 1:100.000

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

OBJETIVO DO ESTUDO

Na última década, numerosos trabalhos foram divulgados, versando sobre o Pré-Cambriano dos Estados de São Paulo e Paraná. Em nosso Estado, os estudos se concentraram nos arredores e a oeste da Capital, no vale do Ribeira e na região de Amparo-Pinhal.

As tentativas de regionalização dos dados têm tropeçado com alguns problemas e, dentre eles, dois se apresentam como cruciais, quais sejam:

- 1 - a relação entre os Grupos São Roque e Açungui, e
- 2 - a relação entre os epimetamorfitos desses dois grupos com o chamado Complexo Migmatítico ou Cristalino ou Brasileiro, no qual são colocadas as rochas migmatíticas e gnáissicas em geral.

A solução, obviamente, exige de início o levantamento geológico daquelas entidades. Contudo, o mapeamento no Estado de São Paulo vem sendo executado paulatinamente, requerendo ainda alguns anos para se completar e, nessas circunstâncias, de momento só podemos focalizar aqueles problemas em áreas limitadas onde as três entidades comparecem. Uma área desse tipo foi escolhida, mapeada e estudada em escala de semi-detalle, e a análise das unidades litológicas, do metamorfismo, do magmatismo, das estruturas, da geocronologia e da estratigrafia é apresentada na primeira parte do texto.

O conjunto dos dados apresentados possibilita estabelecer uma sucessão de eventos tectônicos, que permite compreender a evolução da área, em termos gerais, e as relações entre aquelas três entidades. Essa síntese elegemos como obje

tivo precípua deste trabalho e é apresentada na última parte do texto.

ÁREA ESTUDADA

A área objeto deste trabalho está compreendida entre os paralelos de $23^{\circ}30'$ e $24^{\circ}00'$ de latitude sul e os meridianos de $47^{\circ}00'$ e $48^{\circ}00'$ de longitude oeste de Greenwich.

Totaliza ela $5\,644\text{ km}^2$, dos quais $1\,982\text{ km}^2$ (35,1%) dizem respeito a unidades estratigráficas da Bacia do Paraná. Nos restantes $3\,662\text{ km}^2$ acham-se expostas rochas mais antigas, cobertas aqui e ali por delgadas e restritas películas sedimentares cenozóicas. Tais rochas mais antigas têm sido incluídas nos Grupos São Roque e Açungui e no Complexo Cristalino.

A área estudada corresponde às Folhas de São Roque e Pilar do Sul, de $30' \times 30'$, cujos índices de nomenclatura são respectivamente SF.23-Y-C-V e SF.23-Y-C-IV. Elas foram mapeadas geologicamente em escala 1:100.000, sendo apresentadas em anexo, em escala de 1:176.000.

Essas folhas, conforme indica a Figura 1, constituem um elo de ligação parcial entre as áreas recentemente estudadas nos arredores e a oeste da cidade de São Paulo com aquela do Projeto Ribeira.

METODOLOGIA

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO

As plantas-base foram preparadas aproveitando todos os elementos cartográficos disponíveis, quais sejam:

- 1 - as fotos aéreas e fotomosaicos em 1:25.000 da Aerofoto Natividade Ltda., executados para o Instituto Agrônomo de Campinas em 1962. Os fotomosaicos são os de números R-1 a R-16 e S-1 a S-16, todos da Região 7;

Fig. 1

2 - mapas editados pelo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo em 1:250.000 (Folha de São Paulo, 1954), 1:100.000 (Folha de Piedade, 1927) e 1:50.000 (Folha de São Miguel Arcanjo, 1970; Folha de Juquitiba, 1971);

3 - mapas municipais elaborados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística em escalas 1:50.000, 1:75.000 e 1:100.000, cobrindo os municípios da área de interesse;

4 - mapa 01-101 do Grupo Executivo do Grande São Paulo (GEGRAN) em 1:100.000, 1967;

5 - Folhas de São Roque e Pilar do Sul em 1:100.000, preparadas pela PROTEC - Projetos Técnicos e Obras de Engenharia Ltda.

As observações de campo foram feitas ao longo de estradas carroçáveis, preferencialmente as transversais às estruturas, e em caminhamentos quando necessários, demandando 80 dias úteis.

Procuramos, dentro dos limites das possibilidades de tempo, acesso e de interesse, adotar espaçamentos os mais apertados. Não foi possível uniformizá-los, já que na parte sul da área elevam-se os contrafortes da Serra de Paranapiacaba, onde as vias de acesso existem em baixa densidade. As estradas constantes dos mapas geológicos anexos foram todas percorridas.

As observações de campo visaram definir os tipos litológicos, seus limites, relações espaciais e suas estruturas, bem como coletar amostras para estudos de laboratório. As observações foram realizadas de modo a integrar seções geológicas, em vez de se limitarem a pontos para posterior integração.

Exposições de rochas são ou apenas ligeiramente intemperizadas são comuns, mas parte das observações foram feitas em solos estruturados. Nas áreas de rochas graníticas

ou granitóides aparecem matacões em profusão e, vez ou outra, lagedos com várias centenas de metros quadrados. Nas regiões de rochas metamórficas, são nos cortes de estradas e leitos de cursos d'água que se observam rochas sãs ou semi-decompostas, mas em geral a alteração é profunda, obrigando à observação de solos estruturados. Várias pedreiras existem e nelas são possíveis exames mais completos das rochas.

Os dados geológicos foram no campo lançados em fotomosaicos. O mapeamento geológico implica necessariamente em extrapolações e a utilização de fotomosaicos no campo minimiza a subjetividade dessas extrapolações, face aos critérios correntes de fotointerpretação. Complementando com observações de fotos aéreas, os dados foram transportados para as plantas-base.

Os contatos de litologias diferentes foram qualificados nos mapas geológicos anexos como "observado", quando visto no campo ou extrapolado com alto grau de certeza, e "provável", quando sua existência é certa mas sua localização envolve dificuldades.

As atitudes dos elementos estruturais que figuram nos mapas geológicos anexos visam apenas indicar as atitudes gerais no ponto e na área em seus arredores. Evitamos lançar todas as medidas feitas, que se elevam a milhares, porque haveria sobrecarga desnecessária do desenho, sem retratar perfeitamente as estruturas observadas, que obedecem a padrões complexos, como veremos. Julgamos que melhor seria mostrar as tendências direcionais através de lineamentos, os quais ressaltam nitidamente nas fotos aéreas. Assim, a partir de fotos aéreas e fotomosaicos foram traçados os lineamentos e as observações de campo e a análise estrutural mostraram ser de dois tipos: um correspondente a sistemas de juntas subverticais ou verticais e o outro, a xistosidade, estratificação reliquiar, bandeamento, planos axiais de dobras e eixos de dobras. Em corpos magmáticos, os dois tipos tam

bém estão presentes: um correspondendo a juntas e outro, à foliação. Os dois conjuntos de lineamentos foram discriminados nos mapas anexos e serão objeto de análise detalhada mais adiante.

Os símbolos usados procuraram obedecer à padronização sugerida pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (Manual de Normas Técnicas).

PETROGRAFIA

Duzentas e setenta e quatro amostras foram colhidas e estudadas em seções delgadas para exame petrográfico.

O estudo foi feito segundo as técnicas convencionais, em microscópio polarizador Leitz, modelo Dialux-Pol. As descrições de mineralogia, texturas e estruturas limitaram-se a um nível compatível com o caráter de semi-detulhe do presente estudo, suficiente para caracterizar e diferenciar as unidades litológicas.

Em amostras julgadas representativas de algumas litologias ou variações litológicas foram executadas análises modais pelo método de *Chayes (1949)*, com malhas adequadas à granulação (0,1 a 0,3 mm) e número de pontos contados nunca inferior a 1 000. Os resultados são expressos em porcentagens de volume.

As determinações mineralógicas se basearam sobretudo em *Heinrich (1956)* e a terminologia petrográfica se baseiam em *Williams et al. (1954)* e *Winkler (1967)*.

ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural foi conduzida em níveis mesoscópico e microscópico, segundo os métodos modernos descritos por *Whitten (1966)* e *Turner e Weiss (1963)*.

Em nível mesoscópico, foram estabelecidas algumas áreas (domínios ou subpopulações) estatisticamente homogêneas, a partir dos mapas de lineamentos fotogeológicos. Em tais áreas observamos as estruturas, que são apresentadas em diagramas π (projeções de polos) e em diagramas de eixos B ou b (eixos reais ou lineações paralelas a eles). A rigor, tais domínios são aproximadamente homogêneos, pois há semelhança de orientações e não identidade, mas esse fato não prejudica o método (Whitten, 1966).

Essa análise mesoscópica conduziu a resultados que foram testados em toda a área e se mostraram consistentes, possibilitando generalizações.

No tocante à análise microscópica, ela se limitou a aspectos qualitativos, observados em seções delgadas e polidas. Face à preocupação em se definir nesta instância os traços gerais da evolução tectônica, postergamos a aplicação de técnicas quantitativas para oportunidade futura.

TERMINOLOGIA

Qualquer sistema de classificação ou nomenclatura de feições ou fenômenos pode ser questionado por sua maior ou menor adequação ou pelo seu caráter mais ou menos natural. Não há dúvida, porém, que a sistematização é fundamental, pois nos permite registrar, agrupar e correlacionar os fatos observados.

É, pois, desejável que os termos de uso controverso sejam devidamente definidos ao serem usados, pois em vez de esclarecer podem introduzir confusões na compreensão de inúmeros aspectos petrológicos, geológicos, estruturais e tectônicos.

Por isso, no texto que se segue procuraremos definir ou indicar o autor da definição ou conceito, sempre que forem usados termos de significado controverso.

CAPÍTULO 2 - ESTUDOS GEOLÓGICOS ANTERIORES

Alguns trabalhos foram já publicados, abordando aspectos particulares da área, como os de *Coutinho (1953)* sobre a petrologia da região de São Roque, de *Franco (1958)* a respeito de rochas termometamórficas, de *Hennies et al. (1967)* abordando os grandes falhamentos transcorrentes, de *Felício simo Jr. (1968)* sobre as rochas alcalinas do vale do rio Sarapuí e o de *Bettencourt (1971)* descrevendo as rochas calcáreas da região de Votorantim.

Abordagens regionais aparecem nos estudos de *Hasui et al. (1969)* incluindo a quarta parte setentrional da Folha de São Roque e o canto nordeste da Folha de Pilar do Sul, de *Almeida (1964)* caracterizando a geomorfologia da região e de *Moraes Rego (1933)*, descrevendo a litologia do pré-devoniano paulista.

Sobre áreas adjacentes ou correlatas existem vários estudos divulgados, destacando-se os de *Coutinho (1972)* sobre a região de São Paulo, de *Melfi et al. (1965)*, *Petri e Sugio (1969)* e *Melcher et al. (1973)* sobre a região do vale do rio Ribeira de Iguape, de *Marini et al. (1967)*, *Fuck et al. (1967)* e *Fuck et al. (1971)*, sobre o leste paranaense. Abordam eles aspectos regionais dos Grupos Açungui e São Roque, bem como dos gnaisses e migmatitos dos Estados de São Paulo e do Paraná.

Quanto a mapeamentos geológicos pertinentes à área em foco, bem pouco se fez até o presente. O Mapa Geológico do Estado de São Paulo, editado pelo Instituto Geográfico e Geológico, em 1963, na escala de 1:1.000.000, mostra esquematicamente a distribuição dos tipos litológicos principais. *Hasui et al. (1969)* apresentaram um mapa geológico em 1:100.000, que se superpõe parcialmente com as folhas ora apresentadas; esse trecho de superposição foi agora remapea

do. Mapas de detalhe em áreas restritas existem, como o de *Bettencourt (1971)*, em 1:25.000, referente à região das rochas calcárias de Votorantim, o de *J.S. Bettencourt (inédito)*, em 1:25.000, referente a rochas análogas na região de Salto de Pirapora, e o de *Coutinho (1953)*, abrangendo a área São Roque-Mairinque-Cangüera.

A Figura 2 mostra as áreas cobertas por esses mapeamentos anteriores.

MAPAS GEOLÓGICOS PRÉ-EXISTENTES NA ÁREA ESTUDADA

- IGG (1963), 1:1.000.000
- Hasui et al. (1969), 1:150.000
- J.S. Bettencourt (inédito), 1:25.000
- Bettencourt (1971), 1:25.000
- Coutinho (1953)

Fig. 2

CAPÍTULO 3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

Examinando-se as folhas geológicas anexas, nota-se que duas unidades maiores se destacam:

1 - um conjunto heterogêneo de rochas metamórficas dobradas, com corpos granitóides intrusivos, cobrindo praticamente toda a Folha de São Roque e 30% da área da Folha de Pilar do Sul. Em detalhe, notamos que aqui e ali aparecem películas restritas de sedimentos cenozóicos, bem como uma pequena intrusão alcalina no vale do rio Sarapuí, a SSW de Piedade;

2 - um conjunto de rochas sedimentares, quase horizontais, repousando em discordância angular sobre o embasamento constituído pelas rochas acima citadas. Este conjunto cobre 70% da área da Folha de Pilar do Sul e o canto noroeste da Folha de São Roque.

No primeiro conjunto salientam-se três enormes zonas de falhamento, quase retilíneas, denominadas Taxaquara, Pirapora e Caucaia. As duas primeiras foram descritas por *Hennies et al. (1967)*.

Tais falhamentos, como indica a Figura 3, separam quatro blocos, a que chamaremos de norte para sul, São Roque, Ituparanga, Cotia e Juquitiba. O primeiro e terceiro nomes foram introduzidos por *Hasui et al. (1969)*; de acordo com eles, o Bloco São Roque se estenderia a norte do Falhamento de Taxaquara, mas, nesta instância, preferimos isolar a cunha entre esse falhamento e o de Pirapora sob o nome de Bloco Ituparanga, por exibir características litológicas e estruturais próprias, como veremos.

Nas análises que faremos a seguir, procuraremos na medida do possível ordená-las segundo essa compartimentação. As unidades mais jovens serão objeto de rápida descrição, na proporção em que importam para compreendermos a evolução tectônica da área.

FIGURA 3
COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DA LITOLOGIA

BLOCO SÃO ROQUE

O Bloco São Roque é constituído por metamorfitos e rochas granitóides. Os primeiros podemos, para efeito de descrição, agrupar em metapelitos, metapsamitos, rochas calcárias e calco-silicatadas e metabasitos.

METAPELITOS

Dentre os metamorfitos, os filitos são, de longe, as rochas predominantes. Têm cores cinza clara a preta, adquirindo com o intemperismo, tonalidades avermelhadas e amarronzadas. Possuem granulação fina e xistosidade conspícua, que lhes confere uma fissilidade em planos paralelos caracterizados pelo brilho sedoso.

Os filitos se compõem essencialmente de moscovita (sericita) e quartzo. O quartzo constitui grãos xenoblásticos, achatados e em agregados lenticulares orientados segundo a xistosidade; vez ou outra, são mais ou menos equidimensionais. Exibem sempre extinção ondulante sob nícois cruzados. A mica forma plaquetas em arranjo planar, sendo a principal responsável pela xistosidade da rocha.

A proporção desses dois componentes varia muito, passando-se de situações com absoluto predomínio de mica a termos mais quartzosos, qualificáveis como quartzo-filitos.

Dos acessórios o mais importante é a grafita, finamente granulada, pigmentando a rocha. O seu teor é determinante da cor, passando-se a tons escuros quando a proporção assume valores de alguns porcentos. Outros acessórios, em grãos minúsculos e ocasionais são apatita, zircão, turmalina e mine

ral opaco, com formas arredondadas e subarredondadas. Albita, com geminação polissintética incipiente, é vista raramente. Tais rochas são encontradas a norte de Pantojo-Piragibu-Inhaíba, bem como na faixa entre os maciços graníticos de Sorocaba e de São Francisco.

Filitos e quartzo-filitos aparecem em camadas e lâminas paralelas e alternadas; esse mesmo tipo de sucessão é visto também entre filito ou quartzo-filito cinzento e filito negro. As camadas chegam a ter espessura de até dois decímetros. Chamaremos tais sucessões de ritmitos (Foto 1).

Hasui et al. (1969) noticiaram que os filitos do Bloco São Roque, nas adjacências de corpos intrusivos ganham clorita e, em posições proximais, passam a xistos finos, portando clorita, biotita e moscovita. Essa relação se verifica na área em foco, nas bordas dos maciços de Sorocaba e de São Francisco indicados na Figura 4. Realmente, a faixa de metapelitos adjacente aos dois maciços, desde Salto de Pirapora até a região de Inhaíba, e as suas bifurcações, um ramo para noroeste de Inhaíba, bordejando o Maciço de Sorocaba, e outro ramo a sul da linha Inhaíba-Piragibu-Pantojo, contornando o Maciço de São Francisco, exibem clorita e ao se aproximar dos corpos graníticos, desenvolvem-se biotita e moscovita, ao mesmo tempo em que a granulação da rocha aumenta, passando-se a micaxistos finos. As três micas se apresentam em combinações e proporções variadas, justificando adjetivações diversas aos xistos.

Esses xistos possuem xistosidade bem desenvolvida e, além das micas, têm quartzo na composição. Este exhibe extinção ondulante ao microscópio e normalmente possui forma achatada e orientação segundo a xistosidade. Quantitativamente, comparece em teores variáveis, chegando-se a quartzo-micaxistos.

A alternância de leitos e lâminas mais e menos micáceas é observada também nos micaxistos.

FOTO 1 - Laminas e camadas de filito e quartzo-filito alternadas com outras de filito grafitoso (ritmitos). Rodovia Raposo Tavares, km 80, a 6 km de Alumínio para Brigadeiro Tobias.

Fig. 4- GRUPOS MAGMÁTICOS NA ÁREA

No canto nordeste da Folha de São Roque, aparecem filitos e quartzo-filitos petrograficamente análogos aos descritos, adjacentes ao Falhamento de Taxaquara. Para norte, eles graduem para micaxistos de granulações finas a/ou médias, constituídos essencialmente de quartzo, moscovita e biotita, em proporções variadas. Os acessórios são: granada, mineral opaco e titanita, em grãos pequenos e subédricos. Zircão comparece em minúsculos cristais inclusos na biotita, gerando halos pleocróicos. Oligoclásio aparece eventualmente nesses xistos, assim como hornblenda. Ocasionalmente, há faixas de xistos em que os acessórios importantes são tremolita-actinolita, minerais do grupo do epídoto, carbonato e titanita, sugerindo origem de sedimento calcário.

Todos os xistos e filitos descritos apresentam turmalina, apatita e pirita em forma de microporfiroblastos, euédricos e subédricos, às vezes poiquiloblásticos com inclusões de quartzo e micas. Geralmente tais minerais se concentram em faixas mais micáceas, mas não exibem orientação preferencial. Uma parte dos cristais se dispõem segundo a xistosidade, traduzindo a maior facilidade de desenvolvimento ao longo dessa anisotropia.

Além desses minerais, normalmente os xistos têm porfiroblastos ou microporfiroblastos de moscovita, que em parte truncam a xistosidade da matriz e em parte desviam-na, fazendo-a ondular-se. Com frequência são poiquiloblásticos, contendo inclusões de quartzo. No tocante à orientação desses cristais, as mesmas observações acima se verificam.

Tais minerais atestam uma ação pneumatolítica e metassomática relacionada com os corpos granitóides adjacentes. A blastese só não se verifica na borda oeste do batólito de São Roque, onde o falhamento transcorrente de São Roque (Hasui et al., 1969) separa as rochas granitóides dos metapelitos.

Ocasionalmente, junto aos corpos graníticos, apare

cem biotita e/ou moscovita-hornfels, constituídos quase que totalmente de micas sem orientação preferencial.

Gnaisses só foram encontrados no canto noroeste da Folha de São Roque, restritos às proximidades dos batólitos de São Roque e do Itaqui (este se desenvolve a leste daquele; *Hasui et al.*, 1969). Esses gnaisses são de granulação média a fina, porfiroblásticos e microporfiroblásticos. A matriz é idêntica aos xistos retro-descritos; os porfiroblastos e microporfiroblastos são de plagioclásio e, em menor proporção, de microclíneo peritítico, euédricos ou subédricos. O microclíneo tem geminação em grade e também de Carlsbad. O plagioclásio tem geminações das leis da Albita, Albita-peritoclíneo e Albita-Carlsbad; exhibe zoneamento conspícuo, oscilatório em casos de 3 a 5 zonas concêntricas, ou inverso em casos de duas zonas, mas dentro dos limites albita-oligoclásio sódico.

Esses fenoblastos cresceram em parte truncando a xistosidade da matriz, em parte afastando-a para os lados. São normalmente poiquiloblásticos, contendo inclusões de quartzo e micas. Frequentemente são alongados, mas não têm orientação preferencial. Não exibem indícios de deformação ou cataclase. Tais características, em adição ao jazimento adjacente a corpo granitóide, sugerem origem por feldspatização dos xistos.

Nesses gnaisses também se desenvolveram turmalina, apatita e pirita.

Nos metapelitos que descrevemos, vez ou outra aparecem veios de quartzo concordantes ou discordantes com a xistosidade e com a estratificação reliquiar.

METAPSAMITOS

Os quartzitos constituem lâminas e camadas, com espessuras até métricas, alternando-se com rochas metapelíti

cas. Ora temos lâminas em seqüência rítmica, ora são camadas quartzíticas e lâminas ou camadas metapelíticas que se alternam (Foto 2). Faixas há em que se observa um predomínio flagrante de quartzitos, com larguras de centenas de metros e extensão de alguns quilômetros; elas foram assinaladas nos mapas geológicos anexos.

Os quartzitos são rochas brancas a cinzentas, de granulação fina. Constituem-se essencialmente de quartzo, ora em grãos mais ou menos equidimensionais, configurando textura granoblástica, ora mais ou menos achatados, desenvolvendo uma xistosidade pouco conspícua. Os grãos exibem extinção ondulante sob nicos cruzados e o grau de engranzamento é normalmente baixo, justificando às vezes o uso do termo meta-arenito, face à textura blastopsamítica.

Pequenas quantidades de microclíneo pertítico, minerais opacos, apatita, turmalina, zircão e albita são normalmente observadas. Todavia, moscovita (sericita) é o acessório mais importante, às vezes em quantidades suficientes para se qualificar a rocha como quartzo-filito.

Ao se aproximar dos corpos graníticos, os quartzitos ostentam clorita, moscovita e biotita, dispostas orientadamente, bem como apatita, turmalina e pirita, estes minerais em grãos euédricos e subédricos, sem orientação preferencial.

Na região de Votorantim, camadas de quartzito têm quantidades de feldspatos significativas, merecendo designações de quartzito feldspático e metarcóseos. Os feldspatos são microclíneo pertítico e oligoclásio. Eles estão sericitizados; o plagioclásio às vezes exhibe saussuritização.

Veios de quartzo são vistos ocasionalmente cortando os quartzitos, concordante ou discordantemente com a estratificação reliquiar.

FOTO 2 - Quartzitos e xistos finos em camadas alternadas, em sucessão rítmica. Rodovia Raposo Tavares, km 83, a 3 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

ROCHAS CALCÁRIAS E CALCO-SILICATADAS

As rochas calcárias formam corpos lenticulares distribuídos desde a região de Salto de Pirapora até Pantojo, a maioria bordejando o Maciço de São Francisco.

Têm granulação fina, textura maciça e cores cinza-clara e preta. Conforme Bettencourt (1971), as mais escuras são calcários e calcários magnesianos, enquanto as mais claras são calcários dolomíticos, dolomitos calcíticos e dolomitos.

Tais rochas se constituem essencialmente de carbonatos em grãos mais ou menos eqüidimensionais, compondo um mosaico granoblástico. Os cristais freqüentemente exibem geminação polissintética e, não raramente, observam-se flexões das lamelas e dos planos de clivagem.

O acessório mais comum é o quartzo, em grãos subarredondados, às vezes achatados e isorientados. Exibe extinção ondulante sob nicos cruzados.

Matéria carbonosa finamente dividida e dispersa responde pelas cores cinza e preta. Localmente aparecem lâminas de espessura milimétrica de grafita-xisto.

Outros acessórios são: moscovita, biotita e clorita, em plaquetas isorientadas.

A quantidade de quartzo e moscovita (sericita) às vezes é alta, constituindo-se os chamados filitos calcários, que correspondem a transição entre filito e calcário, derivando de sedimentos margosos. Vez ou outra é o quartzo que assume proporções de predominância, constituindo-se quartzitos calcários ou calcários quartzíticos.

Veios de calcita branca, de espessura milimétrica ou submilimétrica, são comuns, cortando a rocha segundo complexo reticulado. Veios e bolsões de quartzo também aparecem,

sendo por vezes observável concordância e discordância com a estratificação reliquiar.

As ocorrências de rochas calcárias são restritas, associando-se a hornfels calco-silicáticos, resultantes da ação de contato dos corpos granitóides sobre antigos sedimentos sílico-carbonatados.

Um enorme corpo de hornfels calco-silicatado ocorre embutido no Batólito de São Roque e foi descrito minuciosamente por *Coutinho (1953)* e *Franco (1958)*. Constitui-se de dolomitos metamórficos, portando tremolita, diopsídio, antigorita, talco, albita, quartzo, pirita e calcita. Também oligoclásio, microclíneo, clinozoisita, flogopita, titanita e turmalina aparecem em alguns leitos.

Bordejando o maciço de São Francisco, desde a Serra de Inhaíba até a região de Salto de Pirapora, também aparecem rochas similares constituindo a maior parte dos corpos indicados nos mapas anexos.

No canto nordeste da Folha de São Roque também aparecem rochas calco-silicáticas bandadas análogas às aquelas descritas por *Cordani et al. (1963)* na região de Perus.

METABASITOS

Dois corpos de metabasitos foram identificados na borda sudeste do Maciço de São Francisco. Ambos foram anteriormente reconhecidos por *Hasui et al. (1969)*.

O maior deles, exibe em sua parte leste rochas de granulação fina a média, cor verde escura e constituídas por cristais de plagioclásio ripiformes, com composição de labradorita sódica, quase totalmente saussuritizados e em arranjo sem orientação preferencial. O máfico presente é actinolita-tremolita poiquiloblástica, também com desenvolvimento alongado e sem orientação. Junto ao contato com o corpo granítico

co, a rocha se constitui de oligoclásio, em grãos subédricos e anédricos, mais ou menos eqüidimensionais, de permeio a prismas de hornblenda, às vezes poiquiloblásticos, sem orientação preferencial.

Os acessórios são: titanita, em cristais subédricos e normalmente pequenos, mas às vezes mais desenvolvidos, até porfiroblásticos; clorita e biotita, em pequenas quantidades, dispersas sem orientação preferencial; apatita e mineral opaco, em grãos minúsculos euédricos e subédricos. Quartzo é um acessório universal, em quantidades inferiores a 15%, sempre xenomorfo e exibindo extinção ondulante sob nicois cruzados. Nas vizinhanças do corpo granítico, veios de quartzo estão presentes, com espessuras até decimétricas.

O corpo menor, adjacente ao maciço granítico, é constituído por anfibolito típico, com prismas de hornblenda desenvolvendo textura nematoblástica e plagioclásio (andesina) em grãos menores e mais ou menos eqüidimensionais.

ROCHAS GRANITÓIDES

Os maciços granitóides de Sorocaba, São Francisco e São Roques mostrados na Figura 4, foram já anteriormente descritos por *Hasui et al.* (1969).

Os dois primeiros são análogos, constituindo-se de rochas inequigranulares a porfiríticas, de cor rosada ou cinzenta, de aspecto homogêneo. Cristais bem desenvolvidos de microclíneo pertítico e oligoclásio chegam a ter até 2 x 3-4 cm. Têm contornos elípticos a retangulares. São normalmente poiquiloblásticos, o microclíneo contendo grãos menores de quartzo, mica e plagioclásio e o plagioclásio encerrando inclusões de quartzo e mica. Esses cristais maiores se destacam em superfícies de matações e lagedos, formando nódulos salientes.

Na parte mais fina comparecem quartzo, os mesmos

feldspatos, biotita, titanita, moscovita, zircão, mineral opaco, apatita, carbonato, epídoto e fluorita. Intercrescimentos mirmequíticos não são raros. As micas e algum quartzo desenvolvem uma foliação conspícua, a qual em volta dos cristais maiores acha-se parcialmente truncada e em parte desviada. Com isso, a foliação não é planar, mas muito ondulada. Quando os cristais maiores exibem orientação preferencial linear ou planar, ela é concordante com a foliação; essa situação, porém, não é comum, pois em geral eles mostram distribuição caótica.

O plagioclásio às vezes exibe sericitização parcial, bem como zoneamento normal, com borda mais sódica.

O quartzo mostra extinção ondulante a nícois cruzados; lamelas de plagioclásio e placas de micas estão por vezes fletidas; os feldspatos apresentam-se geminados - tais feições parecem ser protoclásticas (*Williams et al., 1954*). Todavia, quase que generalizadamente vêm-se indícios de de formação mais avançada, criando texturas em moldura em feldspatos e granulando quartzo.

A composição total da rocha varia de granítica a adamelítica, o mesmo acontecendo com a parte mais fina. Essas variações composicionais não são distinguíveis no campo.

Os cristais maiores de feldspatos formaram-se tardiamente na rocha, a julgar pelas inclusões (*Guimarães, 1964*), bem como pelo fato de na maioria dos casos não se apresentarem orientados, fato que voltaremos a considerar adiante.

Nesses dois maciços ocasionalmente aparecem massas de dezenas de metros de extensão no terreno constituídas por metamorfitos. Tal é o caso, por exemplo, do quartzito a sudeste de Sorocaba. O quartzito exibe dobras centimétricas fechadas, visíveis graças à alternância de faixas mais ricas ou mais pobres em moscovita e biotita. A rocha tem textura granolepidoblástica, com a xistosidade paralela aos planos axiais das dobras. Zircão, mineral opaco, microclíneo pertí

tico e oligoclásio são os acessórios menores. Também corpos de rochas calco-silicatadas existem na metade oeste do maciço de São Francisco (*J.S.Bettencourt, comunicação pessoal*). Inclusões menores de xistos são vistas ocasionalmente.

Nas bordas dos maciços, localmente existem zonas quartzo-dioríticas, com até centenas de metros de extensão. As rochas aí têm granulação fina, com foliação nítida e cor cinza-escura. Constituem-se essencialmente de plagioclásio (oligoclásio a andesina sódica), normalmente exibindo sericificação parcial. Os grãos são subédricos e anédricos e formam uma massa hipidiormórfica granular. Hornblenda em cristais subédricos e xenomorfos, às vezes envolvendo núcleos de augita, e biotita em placas parcialmente cloritizadas, são os acessórios responsáveis pela foliação da rocha. Titanita, apatita, mineral opaco e zircão são os acessórios menores, em pequenos cristais subédricos e euédricos. Quartzo está sempre presente em grãos xenomorfos e com extinção ondulante a nícois cruzados, perfazendo teores de até 10%.

No tocante à forma dos corpos, eles são alongados segundo a orientação geral dos dobramentos das encaixantes. Os contatos são abruptos, isto é, são corpos circunscritos (*Raguin, 1965*). Localmente, são discordantes, sobretudo nas extremidades, mas em geral guardam relação de concordância com as encaixantes.

Entre Sorocaba e Salto de Pirapora estende-se o Grupo Tubarão recobrando o Maciço de Sorocaba. Manchas dessa unidade sedimentar foram isoladas pela erosão em alguns locais, como se vê nos mapas geológicos anexos.

O Maciço de São Francisco em sua borda meridional foi seccionado pelo Falhamento de Pirapora.

Quanto ao Batólito de São Roque, é ele truncado a sul pelo Falhamento de Pirapora e a oeste pelo Falhamento de São Roque (*Hasui et al. 1969*). Compõe-se de rochas conhecidas

por "Granito" tipo Pirituba (*Moraes Rego e Souza Santos, 1938*) ou tipo Varejão (*Florence, 1907*). Petrograficamente são idênticas às rochas do Complexo Piedade que descreveremos adiante, pelo que nos eximimos aqui da descrição.

BLOCO ITUPARANGA

O Bloco Ituparanga se constitui de metassedimentos e três pequenos corpos intrusivos de rochas granitóides.

Os metassedimentos são representados essencialmente por filitos, quartzo-filitos e quartzitos, idênticos aos descritos anteriormente, inclusive mostrando estratificação rítmica. Faltam termos calcários e metabasíticos.

Nas proximidades dos corpos granitóides aparecem mica_xistos também análogos aos do Bloco São Roque.

Os três corpos granitóides são os de Pirapora, o das Lavras e o da Represa (Figura 4), todos com litologia idêntica à do Complexo Piedade, que descreveremos no item seguinte.

BLOCO COTIA

Neste bloco encontramos ectinitos com metabasitos associados, migmatitos e corpos intrusivos de rochas granitóides. Os primeiros se expõem numa faixa que se estende da Serra dos Lopes para sudoeste, na Folha de Pilar do Sul. Os migmatitos aparecem nas bordas normais do Complexo Piedade e em massas rochosas nele embutidas.

ECTINITOS

Os ectinitos são representados mormente por filitos, quartzo-filitos e quartzitos petrograficamente análogos àqueles do Bloco São Roque, inclusive em seqüências rítmicas. Ação pneumatolítica-metassomática é observada, pela formação de

porfiroblastos de turmalina, apatita, pirita e moscovita nas proximidades dos corpos graníticos. Cristais prismáticos e faixas desses minerais se relacionam com a xistosidade e com os planos da foliação de crenulação, adiante descrita.

Nas bordas do maciço de Pilar do Sul, desenvolveram-se moscovita-hornfels, com placas de moscovita de até 2-3mm sem orientação preferencial. Também veios de quartzo se infiltraram nos filitos (Fotomicrografia 1).

Junto ao Complexo de Piedade, interpõe-se uma faixa de micaxistos análogos àqueles descritos no Bloco São Roque. Essa faixa, a leste de Pilar do Sul tem maior largura, achando-se indicada no mapa geológico anexo.

Ação pneumatolítica-metassomática também se fez sentir nesses xistos, desenvolvendo-se os mesmos minerais. A Fotomicrografia 2 mostra porfiroblastos de moscovita e de turmalina.

METABASITOS

Os metabasitos associados a esses ectinitos formam dois corpos a sudeste de Pilar do Sul, concordantes com a estratificação reliquiar dos metapelitos. São rochas de granulação fina, cor verde escura a preta e com foliação pouco desenvolvida. Os minerais essenciais são actinolita-tremolita, plagioclásio e clorita. Os anfibólios são euédricos ou subédricos, de dimensões variadas, os maiores sendo poiquiloblásticos com inclusões de quartzo. Dispõem-se suborientadamente. O plagioclásio é subédrico, sem orientação; tem com posição de andesina sódica e se acha fortemente saussuritizado. A clorita constitui placas em parte orientadas. Os acessórios são: titanita, apatita e mineral opaco. O reticulado de ripas de plagioclásio, ainda que vagamente discernível, sugere origem do metabasito a partir de rocha ígnea básica.

FOTOMICROGRAFIA 1 - Veios de quartzo discordantes com a xis
tosidade (alinhamento canto superior di-
reito/canto inferior esquerdo). O quart
zo não exibe extinção ondulante; Os
veios não estão deformados.
480X N+. Amostra 226, micaxisto, 8 km a
SE de Pilar do Sul.

FOTOMICROGRAFIA 2 - Porfiroblastos de moscovita e de turmalina no micaxisto, os primeiros discordantes e os segundos concordantes com a xistosidade.
192X N+. Amostra 233, 7,5 km ENE de Pilar do Sul.

MIGMATITOS

Em uma faixa na orla ocidental do Complexo Piedade e em corpos nele embutidos, aparecem metamorfitos migmatizados. Os corpos inclusos no Complexo parecem corresponder a porções do teto e os menores, a xenólitos. É possível que investigações mais pormenorizadas encontrem outros corpos pequenos dispersos.

O maior desses corpos tem início a sul de Vila Elvino, estendendo-se para NE até o vale do rio Sorocá-Buçu, onde se inflete para norte. No vale do Sorocá-Mirim, a faixa se dirige para leste até a região de Vargem Grande e para oeste até Ibiúna. Na região da Serra de São Sebastião e do vale do Ribeirão Rafael Grande, a faixa foi truncada pelo Falhamento de Caucaia.

Todos esses corpos, bem como a faixa marginal, constituem-se de migmatitos predominantemente com estrutura estromatítica (Mehnert, 1968), em que o paleossoma é a parte mais destacada. Estruturas dicionítica, em placa e flebítica são observadas restritamente, em um ou outro afloramento.

Os contatos entre os corpos migmatíticos e as rochas granitóides do Complexo de Piedade são sempre abruptos.

O termo migmatito foi introduzido por J.J. Sederholm em 1907 para se referir a rochas heterogêneas, com frações gnáissicas ou xistosas e outras granitóides, perfeitamente discerníveis em amostras ou afloramentos. Posteriormente, desenvolveram-se em paralelo classificações de tipos diferentes de migmatitos e teorias para explicar a formação de cada um. Também o conceito foi expandido para abarcar tipos de aspecto uniforme, que no campo mostram passagens graduais para tipos bifásicos. Assim, numerosos termos foram introduzidos, mas todos com conotações genéticas.

Não nos cabe aqui rever o assunto, mas merece ser

lembrada a classificação de *Jung e Roques (1952)*, separando migmatitos heterogêneos (epibolitos, diadisitos e agmatitos) e homogêneos (embrechitos e anatexitos), aos quais eles atribuíram origem metassomática por intercâmbio iônico entre o paleossoma e fluidos (ichor, de proveniência não necessariamente magmática), que o percolariam através de zonas de resistência mínima. Se o modelo genético foi combatido por adeptos de outros mecanismos genéticos (injeção magmática, fusão diferencial+segregação), a classificação teve grande penetração nos meios geológicos pela simplicidade e facilidade de aplicação no campo, pelo menos no que diz respeito aos tipos bifásicos. *Turner e Verhoogen (1960)*, como muitos outros autores, acharam preferível voltar à aceção original do termo migmatito, excluindo os tipos homogêneos.

Na década passada tornou-se clara a necessidade de se desvincular classificação e origem e, assim, algumas classificações surgiram puramente descritivas. É o caso da de *Mehnert (1968)* que aqui adotamos.

Paleossoma

O paleossoma é representado por gnaisses, micaxistos e quartzo-micaxistos. Também intercalações de quartzito calcossilicático são encontradas, como a leste de Piedade, dentro dos xistos.

Os micaxistos compõem-se essencialmente de biotita, moscovita e quartzo, em proporções variadas, como se vê pelas análises modais da Tabela 1.

As micas são os componentes principais, dominando ora moscovita, ora biotita. Elas desenvolvem xistosidade, mas parte da moscovita forma porfiroblastos que são predominantemente discordantes com essa foliação e sem orientação preferencial. Cada porfiroblasto em dois lados trunca a foliação e, no restante, desvia a xistosidade, ondulando-a.

TABELA 1
ANALISES MODAIS DE MICAXISTOS (PALEOSSOMA)

AMOSTRA N°	155	176	103	180
N° PONTOS	1077	1012	1113	1708
Quartzo	20,8	26,3	30,6	10,4
Biotita	41,7	34,9	23,9	58,3
Moscovita	30,3	33,8	43,8	24,6
Clorita	5,2	3,3	0,6	5,7
Mineral opaco	1,7	1,5	1,0	0,9
Zircão	0,3	0,2	0,1	0,1
Apatita	pr.	-	pr.	-
Turmalina	pr.	pr.	pr.	-

Am. 155 - 14,5 km a SSE de Ibiúna.

Am. 176 - 16 km a SSE de Ibiúna.

Am. 103 - 1 km a NW de Piedade.

Am. 180 - 13,5 km a SE de Ibiúna.

O quartzo é xenomorfo, com extinção ondulante sob nícois cruzados. Os grãos são achatados ou se grupam em agregados lenticulares, orientando-se em concordância com as micas. O seu teor varia muito, passando a quartzo-micaxistos, dos quais algumas análises modais executadas são mostradas na Tabela 2.

A clorita está presente em associação com a biotita. Mineral opaco, zircão e apatita formam minúsculos grãos subédricos dispersos. Turmalina bem desenvolvida está presente ocasionalmente.

Em algumas amostras de xistos vêem-se também hornblenda, granada, actinolita-tremolita, minerais do grupo do epídoto, oligoclásio e microclíneo, em quantidades irrisórias. Estes dois últimos, em algumas faixas, assumem teores altos, passando então a gnaisses.

Camadas e lâminas com diferentes composições se sucedem, indicando sedimentação rítmica do antigo sedimento.

O quartzito calco-silicatado forma camadas de espes

TABELA 2

ANÁLISES MODAIS DE QUARTZO-MICAXISTOS (PALEOSSOMA)

AMOSTRA N°	110	109	203
N° PONTOS	1060	1299	1250
Quartzo	33,3	35,0	48,6
Biotita	23,3	36,1	13,1
Moscovita	41,3	24,7	37,3
Clorita	0,9	2,7	0,3
Mineral opaco	1,0	1,3	0,7
Zircão	0,2	0,2	pr.
Apatita	-	pr.	pr.
Turmalina	pr.	pr.	-

Am. 110 - 1 km a NW de Piedade.

Am. 109 - 1 km a NW de Piedade.

Am. 203 - 4 km a SE de Piedade.

sura até decamétricas e tem aparência sacaróide, granulação fina e cor cinza-clara a cinza-esverdeada. A sua alteração intempérica produz areias finas, argilosas, de cor vermelha. Uma ligeira foliação é desenvolvida por minerais prismáticos e por quartzo achatado.

A Tabela 3 mostra a composição mineralógica de um quartzito calco-silicático.

O quartzo é xenomorfo, exibindo extinção ondulante a nicois cruzados, sendo eqüigranular ou achatado. O plagioclásio tem composição labradorítica e seus grãos são mais ou menos eqüidimensionais. Os demais componentes estão dispersos, ou formando agregados que maculam a rocha com pontos milimétricos verdes ou vermelho-claros.

TABELA 3
ANÁLISE MODAL DE QUARTZITO CALCO-SILICÁTICO

AMOSTRA N°	111
N° PONTOS	1295
Quartzo	68,1
Plagioclásio	18,4
Grupo do epídoto	6,4
Hornblenda	3,5
Titanita	1,2
Granada	1,0
Biotita	0,7
Apatita	0,3
Mineral opaco	0,2
Zircão	0,2
Carbonato	pr.
Clorita	pr.

Am. 111 - 1 km a N de Piedade.

Neossoma

O neossoma tem granulação fina, média ou grossa, formando faixas, bolsões e lentes com espessuras de milímetros a metros e concordantes com a xistosidade do paleossoma. Quartzo, microclíneo pertítico e oligoclásio são os minerais essenciais, definindo composições graníticas a granodioríticas. Biotita, moscovita, clorita, mineral opaco e zircão são os acessórios; totalizam baixas percentagens, pelo que o neossoma é leucocrático. As micas nos neossomas de granulação fina e média estão orientadas, impondo-lhes uma foliação que é paralela à do paleossoma.

ROCHAS GRANITÓIDES

As rochas granitóides no Bloco Cotia compõem cinco corpos, a que designamos Complexo de Piedade e Maciços de São Miguel Arcanjo, de Pilar do Sul, da Serra do Lopes e do Turvo, como se vê na Figura 4.

Complexo Piedade

O Complexo Piedade é constituído pelo chamado "Granito" tipo Pirituba. Sendo este tipo litológico dos mais frequentes na área e talvez do Pré-Cambriano paulista, escolhemos esse Maciço para um exame mais detalhado.

Na realidade, o que se chama "Granito" tipo Pirituba inclui rochas granitóides de três tipos texturalmente diversos: porfiríticas, inequigranulares e finas.

As rochas porfiríticas têm fenocristais róseos e/ou cinza-claros, com dimensões variadas, desde aqueles que pouco contrastam com a matriz até aqueles bem salientes de até 2-3 x 7-8 cm. Neste caso, de longe chamam a atenção do observador, pois se destacam pela cor em superfícies sãs ou alteradas, ou sob a forma de caroços salientes em superfícies de matações ou lagedos, o que, aliás, levou *Florence (1907)* a usar a designação Varejão para tais rochas. São monocristais de microclíneo peritítico e oligoclásio. O primeiro apresenta maior desenvolvimento e ambos têm seções retangulares, subretangulares, elíticas e oclares. Normalmente são poiquilíticos, incluindo grãos de quartzo, micas e feldspatos.

A matriz é cinza-clara a cinza-escura, de granulação fina ou fina a média. Os minerais essenciais são quartzo, microclíneo e oligoclásio, que compõem uma textura hipidiomórfica granular. O acessório principal é a biotita, se

guindo-se hornblenda, titanita, zircão, epídoto, mineral opaco, apatita, carbonato e moscovita. Intercrescimentos mirmequíticos e micropegmatíticos são comuns.

A biotita, hornblenda, moscovita e algum quartzo desenvolvem uma foliação notável, que ao redor dos fenocristais se apresenta em parte truncada, em parte conturbada em ondulações (Fotomicrografia 3).

A Tabela 4 mostra os resultados de sete análises modais em exemplares de aspectos macroscópicos diferentes, representativos das variações observadas no campo. Nota-se que o volume de fenocristais varia entre 1/3 e 2/3 da rocha. Estão sempre presentes os dois tipos de feldspatos, predominando um ou outro, aparentemente sem regra geral.

A matriz tem predominantemente constituição granodiorítica e, por vezes, adamelítica. Em termos de rocha total, a Tabela 5 mostra que ela varia de granítica a granodiorítica.

Na maior parte do Complexo de Piedade, porém, as rochas granitóides não são porfiríticas, mas inequigranulares seriadas. A dimensão dos minerais essenciais varia de menos de 1 mm até 4-5 cm, mas os limites extremos oscilam muito de local para local. Os acessórios têm dimensões de algumas micras até 2-3 mm.

Os grãos mais desenvolvidos são de microclíneo perítico e/ou oligoclásio, que mostram seções sub-retangulares ou elíticas. A parte fina, com grãos menores que 2 mm, é comparável à matriz da variedade porfirítica.

A Tabela 6 mostra composições modais de cinco amostras escolhidas de modo a representar tipos distinguíveis macroscopicamente. Vê-se que a composição, em termos totais, é granítica. No exame da fração fina, em dezenas de lâminas, há predomínio quase geral de plagioclásio sobre feldspato potássico, o que traduz sua natureza granodiorítica.

Freqüentemente, aparecem faixas e zonas centimétricas

FOTOMICROGRAFIA 3 - Fenocristais no "Granito" tipo Pirituba e a foliação da matriz por eles desviada. Cristais de biotita e quartzo mais desenvolvidos aparecem nas zonas de sombra.
192X N+. Amostra 114, 2 km NNE de Piedade.

TABELA 4
COMPOSIÇÃO MODAL DAS ROCHAS GRANITÓIDES PORFIRÍTICAS DO COMPLEXO PIEDADE

AMOSTRA Nº	127	142	122	189	222	163	141
Nº PONTOS	1418	1951	2152	1550	1573	1799	1776
Fenocrístais							
% de fenocrístais	37,3	42,1	36,8	41,8	59,6	33,2	44,4
Microclíneo	9,9	23,4	31,0	18,0	31,2	16,5	43,6
Oligoclésio	25,2	9,3	5,8	21,2	20,8	21,7	0,8
Quartzo	2,2	9,4	-	2,6	7,6	-	-
Quartzo	29,5	26,6	18,1	22,9	17,5	20,3	26,7
Microclínio	2,1	1,4	3,7	2,4	5,1	3,8	6,6
Oligoclésio	17,0	11,8	20,0	11,4	8,6	7,9	6,3
Biotita	9,5	10,5	17,7	10,5	8,2	21,4	7,9
Hornblenda	1,0	4,9	-	9,5	-	4,6	5,1
Epídoto	0,9	0,4	-	tr.	0,1	0,7	0,6
Titanita	1,9	0,8	-	1,3	0,5	1,6	0,8
Zircão	0,1	0,1	tr.	tr.	0,1	0,2	0,9
Apatita	0,6	1,0	0,7	0,2	0,1	1,0	0,3
Mineral opaco	tr.	0,4	0,1	tr.	0,2	0,3	0,2
Carbonatos	0,1	-	-	tr.	-	-	-
Moscovita	-	-	2,9	-	-	-	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

- Am. 127 - Rocha porfirítica, com matriz vagamente foliada e fenocrístais orientados. 3 km a S de Tapiraf.
- Am. 142 - Rocha porfirítica, com matriz vagamente foliada e fenocrístais desorientados. 10 km a SW de Piedade.
- Am. 122 - Rocha porfirítica, com matriz bem foliada e fenocrístais cinza-claros orientados. 2 km a S de Piedade.
- Am. 189 - Rocha porfirítica, com matriz bem foliada, fenocrístais róseos e cinza-claros orientados, com contraste de granulações pronunciado. 7,5 km a SSE de Ibiúna.
- Am. 222 - Rocha porfirítica, com matriz bem foliada, fenocrístais róseos e cinza-claros orientados, com pequeno contraste de granulações. 15 km a SE de Pilar do Sul.
- Am. 163 - Rocha porfirítica, com matriz de granulação média foliada, fenocrístais não orientados. 5 km a NE de Caucaia do Alto.
- Am. 141 - Rocha porfirítica, com matriz finíssima e preta, fenocrístais não orientados. 10 km a SW de Piedade.

TABELA 5

COMPOSIÇÃO MODAL TOTAL DAS ROCHAS GRANITÓIDES PORFIRÍTICAS DO COMPLEXO PIEDADE

AMOSTRA Nº	127	142	122	189	222	163	141
Quartzo	31,7	36,0	18,1	25,5	25,1	20,3	26,7
Microclíneo	12,0	24,8	34,7	20,4	36,3	20,3	50,2
Oligoclásio	42,2	21,1	25,8	32,6	29,4	29,6	7,1
Acessórios	14,1	18,1	21,4	21,5	9,2	29,8	16,0
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

TABELA 6

COMPOSIÇÃO MODAL DE ROCHAS GRANITÓIDES INEQUIGRANULARES DO
COMPLEXO PIEDADE

AMOSTRA Nº	211	112	204	174	125
Nº PONTOS	1776	1214	1283	1494	1390
Quartzo	36,2	23,4	31,5	33,9	39,4
Microclíneo	35,2	40,5	47,0	33,1	23,6
Oligoclásio	21,9	27,1	12,2	15,7	19,3
Biotita	4,7	6,2	7,0	13,3	16,9
Hornblenda	-	-	0,2	0,9	-
Ortopiroxênio	-	-	-	0,8	-
Epídoto	tr.	0,1	-	0,4	0,2
Titanita	0,8	-	-	0,6	tr.
Zircão	0,1	-	0,1	0,1	-
Apatita	0,4	0,3	0,1	0,2	0,2
Mineral opaco	0,7	0,1	0,6	1,0	0,4
Carbonatos	-	-	-	-	-
Moscovita	-	2,3	1,3	-	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Am. 211 - Rocha inequigranular seriada, com foliação pouco evidente.

Am. 112 - Rocha inequigranular seriada, com foliação e granulação de fina a média. 1 km a N de Piedade.

Am. 125 - Rocha inequigranular seriada, com foliação, granulação de fina a grossa e cor cinza escura. 6,5 km a N de Tapiraf.

Am. 204 - Rocha inequigranular seriada, com foliação conspícua, granulação de fina a grossa e cor cinza-clara. 1 km a SE de Vila Elvino.

Am. 174 - Rocha inequigranular seriada, com foliação conspícua, granulação de fina a grossa e cor cinza-média. 2 km a W de Caucaia do Alto.

cas a quilométricas de rochas de granulação fina a muito fi
na, de cores cinza-média a cinza-escura. Seus limites não
são nítidos, graduando para variedades mais grossas. Um exemp
plo de zona desse tipo se encontra na Serra de Taxaquara, sus
tentando-a. *Hasui et al.* (1969) consideraram-na como um ma
ciço granitóide sintectônico.

Texturalmente, essas rochas finas diferem das inequi
granulares seriadas apenas na granulação, isto é, elas tamã
bém são inequigranulares seriadas, mas com limites de dimenõ
ões submilimétricas.

Na Tabela 7 apresentamos algumas análises modais de
rochas finas. Nota-se que mineralogicamente não diferem das
anteriores. Quantitativamente, a diferença notável está nos
teores mais elevados de quartzo.

Tais rochas são qualificáveis como graníticas, adameu
líticas e granodioríticas.

Em todas essas rochas granitóides do Complexo Piedade
de, o quartzo é sempre xenomorfo, exibindo extinção ondulante
a nícóis cruzados. Forma os menores grãos dentre os es
senciais, mas também pode constituir massas maiores de até
3-4 mm de diâmetro. Frequentemente são achatados e contribu
em para o desenvolvimento da foliação.

O microclíneo é pertítico, normalmente de cor rósea,
mas às vezes é cinzento. É subédrico ou xenomorfo; os casos
de euedrismo se limitam a cristais maiores. Todos os grãos
mais desenvolvidos são poiquilíticos, incluindo grãos de
quartzo, plagioclásio e biotita (Fotomicrografia 4).

O plagioclásio é oligoclásio, com geminação da Albita
e ocasionalmente combinando as leis Albita-Periclíneo ou Albi
bita-Carlsbad. Às vezes é zonado normalmente, com borda
mais sódica. Tem sempre cor cinzenta e é subédrico ou ané
drico. Quando mais desenvolvido, é poiquilítico, incluindo
grãos de quartzo, microclíneo e biotita.

TABELA 7

COMPOSIÇÃO MODAL DE ROCHAS GRANITÓIDES FINAS DO COMPLEXO
PIEDADE

AMOSTRA Nº	114	161	124	197	195
Nº PONTOS	1206	1408	1534	2365	1156
Quartzo	52,0	47,0	47,0	42,2	41,1
Microclíneo	10,8	24,3	17,8	10,8	22,1
Oligoclásio	13,7	8,5	23,9	36,9	10,2
Biotita	18,2	13,8	9,0	9,2	18,0
Hornblenda	0,6	-	-	-	3,7
Ortopiroxênio	-	-	-	0,3	-
Epídoto	2,1	0,1	0,1	tr.	2,8
Titanita	0,6	1,4	tr.	0,1	0,8
Zircão	tr.	2,4	0,1	tr.	0,2
Apatita	0,5	0,3	0,3	tr.	0,8
Mineral opaco	0,4	2,0	0,9	0,1	0,3
Carbonatos	0,9	-	0,2	-	-
Moscovita	0,2	0,2	0,7	0,4	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Am. 114 - 1,5 km a NNW de Piedade.

Am. 161 - 3,5 km a NE de Ibiúna.

Am. 124 - 15,5 km a SSW de Piedade.

Am. 197 - 6 km a ESE de Piedade.

Am. 195 - 9,5 km a ENE de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 4 - Inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita em fenocristal de feldspato potássico no "Granito" tipo Pirituba. 480X N+. Amostra 166, Uberaba (Maciço de Caucaia).

Os feldspatos maiores, como já foi dito, truncam e desviam a foliação da parte fina que os envolve. Com o aumento da quantidade de megacristais, a foliação se torna mais ondulada, chegando por vezes a parecer desvanecida a vista desarmada. Esses cristais maiores podem se apresentar orientados (Foto 3) concordantemente com a foliação ou não (Foto 4).

A biotita é, de longe, o mais importante acessório. Forma placas que se orientam, conferindo uma foliação à parte fina das rochas. Normalmente tem halos pleocrômicos relacionados com minúsculas inclusões de zircão. Em parte, está cloritizada por toda parte.

O anfibólio se apresenta em cristais subédricos e anédricos, dispersos nas partes finas da rocha. Ortopiroxênio foi observado em apenas uma amostra, aparecendo ao lado de anfibólio. Epídoto, zircão, apatita, titanita e mineral opaco formam cristais de algumas micra a 1-2 mm, euédricos ou subédricos. Moscovita fina e carbonatos em massas irregulares aparecem com frequência. Granada foi notada em apenas uma amostra, em quantidade irrisória, sob forma de cristais subédricos, mais ou menos eqüidimensionais.

Os acessórios conferem cor à fração fina da rocha: quanto maior sua quantidade, mais escura.

O epídoto, além de ocorrer em grãos dispersos, forma também veios de espessura até centimétrica, cortando inclusive os grandes cristais de feldspato (Fotomicrografia 5).

Indícios de atuação de esforços são observados em todas as rochas do Complexo Piedade, como flexão de placas de micas e lamelas de plagioclásio, extinção ondulante de quartzo e feldspatos, geminação generalizada dos feldspatos, megacristais fraturados e segmentos separados. *Williams et al.* (1954) acham que tais feições são protoclasticas. Todavia, granulação de quartzo e desenvolvimento de estrutura em mol

FOTO 3 - "Granito" tipo Pirituba com fenocristais de feldspato orientados. Escala 1:5. Vila Elvino, Município de Piedade.

FOTO 4 - "Granito" tipo Pirituba com fenocristais de feldspato sem orientação conspícua. Vila Elvino, Município de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 5 - Vênulas de epidoto ao longo de planos de clivagem de fenocristal potássico. Este exibe geminação de Carlsbad. 192X N+. Amostra 274, 5,5 km a SSE de Alumínio, Maciço da Represa.

dura em feldspatos, que são processos generalizados, incidiram certamente na rocha já formada.

Tais feições cataclásticas se acentuam mais para leste, onde o Bloco Cotia se acunha gradualmente. Já na área da Capital paulista, *Coutinho (1972)* reconheceu rochas gnáissicas com intensa cataclase e as agrupou sob o nome de Faixa Gnáissica Intermediária. *Franco (1956)* já descrevera os gnaisses do Butantã, que *Coutinho (op. cit.)* reconhece como resultante de cataclase de granito tipo Pirituba.

Os aspectos texturais e mineralógicos descritos indicam uma história não simples de evolução do Complexo Piedade e, ipso facto, dos demais corpos análogos existentes na área. Um corpo batolítico de natureza granodiorítica-adamelítica se sujeitou a um processo de feldspatização. Essa feldspatização não foi uniforme, atingindo com intensidades diferentes, diferentes áreas, daí resultando os três tipos de granitóides que descrevemos. O fino, denunciaria processo incipiente, o inequigranular, traduziria estágio mais avançado e o porfirítico, marcaria um estágio de máxima feldspatização. O que chamamos de fenocristais podem ser perfeitamente qualificados de porfiroblastos.

A metassomatose precedeu à fase hidrotermal, já que veios de epídoto cortam inclusive os cristais de microclíneo (Fotomicrografia 5). *Coutinho (1953)* descreveu na região de São Roque também fluorita e outros minerais associados.

Por fim, processos cataclásticos afetaram as rochas.

Se considerarmos as análises modais apresentadas em diagrama triangular quartzo-feldspatos-acessórios (Figura 5), notamos um enorme hiato entre o paleossoma dos migmatitos e as rochas granitóides, o que parece tornar inviável um processo de granitização de metamorfitos para gerar as rochas que se sujeitaram depois a metassomatose alcalina.

Quanto a esta metassomatose, podemos considerá-la

Fig. 5 - DIAGRAMA QUARTZO/FELDSPATO/DEMAIS CONSTITUINTES
DAS ROCHAS DO COMPLEXO PIEDADE

- Granitóides finas
- x Granitóides inequigranulares
- o Granitóides porfíricas

através do diagrama da Figura 6, de quartzo-plagioclásio-feldspato potássico. Parece que na passagem de granitóides finas para as inequigranulares há um acréscimo notável de feldspatos potássicos e na passagem de granitóides inequigranulares para as porfiríticas, o acréscimo mais importante foi de plagioclásio. Então, mobilização de K e Na se deram paralelamente, mas não na mesma escala, inicialmente com predomínio do primeiro e depois com dominância do segundo. Isso se pode verificar até macroscopicamente nas rochas: as inequigranulares têm cristais de plagioclásio menos desenvolvidos que o microclíneo; nas porfiríticas os plagioclásios apresentaram-se em maior quantidade e maiores, embora suas dimensões nunca ultrapassem as do microclíneo.

Outros corpos

O maciço de São Miguel Arcanjo, que supomos continuar-se no Batólito de Agudos Grandes (*Bettencourt et al.*, 1971) na área do Projeto Ribeira, tem características análogas às descritas para o Complexo de Piedade.

Os três "stocks" graníticos de Pilar do Sul, do Turvo e da Serra do Lopes são similares. O primeiro é intrusivo nos epimetamorfitos e xistos a leste de Pilar do Sul; o segundo penetrou na zona de contato de uma faixa de xistos com granitóides do Complexo Piedade, na região de Turvo, a norte de Tapiraí; o terceiro é intrusivo no Complexo Piedade, junto ao contato com os xistos.

Constituem-se de granitos róseos, de granulação média, com textura hipidiomórfica granular. Nenhum mineral exibe orientação preferencial. Compõe-se a rocha de quartzo, microclíneo pertítico e oligoclásio. O quartzo é sempre xenomorfo, com extinção ondulante sob lâminas cruzadas. O microclíneo e o oligoclásio desenvolvem cristais subédricos e anédricos, sem alongamento. Os acessórios principais são mosco

Fig. 6 - DIAGRAMA QUARTZO/FELDSPATO POTÁSSICO/PLAGIOCLÁSIO DAS ROCHAS DO COMPLEXO PIEDADE

- Granitóides finas
- x Granitóides inequigranulares
- o Granitóides porfíricas

vita e biotita, esta exibindo halos pleocróicos relacionados com minúsculas inclusões de zircão. Os demais acessórios são: mineral opaco, apatita e titanita, em grãos euédricos a anédricos, de portes diminutos; carbonato, em massas xenomorfas; granada e hornblenda, em raros cristais subédricos. In tercrecimentos mirmequíticos são comuns.

Junto às bordas desses corpos aparecem ocasionalmente rochas análogas na composição mineralógica, mas de granulação fina e com alguma orientação das micas.

A Tabela 8 mostra algumas análises modais de amostras desses granitos. A primeira da esquerda refere-se ao Maciço do Turvo, as três centrais ao de Pilar do Sul e as duas da direita, ao da Serra do Lopes.

BLOCO JUQUITIBA

O Bloco Juquitiba é constituído de migmatitos e corpos granitóides.

Esses migmatitos foram registrados como gnaisses e xistos (Moraes Rego, 1933; Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:1.000.000, 1963; Coutinho, 1972). Na realidade, pode-se reconhecer dois tipos de migmatitos: os com estrutura estromatítica e os com estrutura oftalmítica. Nos primeiros, o neossoma não se distribui uniformemente, havendo algumas zonas onde ele predomina e outras onde o inverso se dá. Estas últimas são as predominantes na área estudada, chegando a se observar ocasionalmente afloramentos inteiros constituídos de paleossoma, mas que não são representáveis na escala dos mapas geológicos aqui apresentados. As Fotos 5 e 6 mostram migmatitos estromatíticos.

TABELA 8

ANÁLISES MODAIS DE GRANITOS PÓS-TECTÔNICOS DO BLOCO COTIA

AMOSTRA Nº	219	145	217	235	141	236
Nº PONTOS	1709	1088	1147	1180	1168	1159
Quartzo	35,8	21,2	28,2	27,5	40,7	40,7
K-feldspato	28,3	48,0	39,5	35,5	26,7	23,9
Plagioclásio	23,5	26,3	24,8	28,5	17,8	23,5
Biotita	8,6	4,3	6,0	4,5	13,5	0,8
Mineral opaco	0,3	0,1	0,2	2,3	0,3	0,3
Moscovita	3,3	0,1	1,2	1,4	0,9	9,5
Apatita	0,1	tr.	tr.	0,2	0,1	0,4
Carbonato	-	-	-	-	-	-
Titanita	0,1	tr.	tr.	0,1	-	0,1
Hornblenda	-	-	tr.	-	-	0,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Am. 219 - Turvo, 8 km a N de Tapiraí.

Am. 145 - 13 km a E de Pilar do Sul.

Am. 217 - 2,5 km a E de Pilar do Sul.

Am. 235 - 6,5 km a E de Pilar do Sul.

Am. 141 - 20 km a ENE de Pilar do Sul.

Am. 236 - 15 km a ENE de Pilar do Sul.

FOTO 5 - Migmatito com estrutura estromatítica. As faixas escuras são de micaxisto e as claras de granito e pegmatito. Ribeirão dos Soares, na estrada de Juquitiba para Uberaba.

FOTO 6 - Migmatito com estrutura estromatítica. As faixas mais delgadas e salientes são de micaxisto; as mais espessas são de mica-xisto feldspático a gnaiss; as mais claras são pegmatíticas. Corte na BR-116, à entrada de Juquitiba.

MIGMATITOS ESTROMATÍTICOS

Paleossoma

O paleossoma dos migmatitos estromatíticos é de natureza predominantemente xistosa, com granulação fina a média e cores cinza-clara a preta. Por alteração intempérica adquire colorações avermelhadas.

A foliação é conspícua, desenvolvida pelo bandeamento definido por faixas mais quartzosas e mais micáceas, e pela xistosidade gerada pelas micas e por quartzo achatado.

Compõe-se o paleossoma de quartzo, biotita e moscovita essencialmente, com predomínio duma ou doutra, de modo a se ter micaxistos e quartzo-micaxistos. Clorita também aparece com frequência e até em quantidades apreciáveis.

O quartzo é xenomorfo, com extinção ondulante sob lâminas cruzadas, de forma equidimensional ou achatada. Apresenta-se disperso entre as micas ou forma faixas ou lentículas alinhadas segundo a xistosidade.

As micas são de duas gerações: moscovita e biotita de menor granulação desenvolvem a xistosidade e porfiroblastos de moscovita cortam e afastam-na, ondulando-a (Fotomicrografias 6 e 7). Os acessórios normais são mineral opaco e zircão. Raramente vêm-se minerais do grupo do epidoto, hornblenda e granada. Oligoclásio aparece em quantidades variáveis, chegando a teores elevados. Às vezes são zonados, com bordas albíticas.

O mineral opaco e o zircão formam cristais enédricos ou subédricos, finíssimos, dispersos pela rocha. O último aparece frequentemente incluso em biotita, gerando halos pleocróicos.

FOTOMICROGRAFIA 6 -
Porfiroblasto de
moscovita concor-
dante com a xis-
tosidade do mica-
xisto.
192X N+. Amostra
321. 11 km a SW
de Juquitiba.

FOTOMICROGRAFIA 7 -
Porfiroblasto de
moscovita discor-
dante com a xis-
tosidade do mica-
xisto. Notar trun-
camento parcial e
desvio da xistosí-
dade.
192X N+. Amostra
155. 21 km a SSE
de Ibiúna.

Os minerais do grupo do epídoto formam agregados, parecendo resultar de saussuritização de plagioclásio. A hornblenda forma pequenos prismas alinhados segundo a xistossidade. Granada constitui porfiroblastos poiquiloblásticos, englobando grãos de quartzo. O plagioclásio, quando em quantidades irrisórias, apresenta-se em grãos xenomorfos dispersos; quando em teores elevados, aumentam em tamanho, tornam-se subédricos e constituem porfiroblastos poiquiloblásticos, incluindo grãos de quartzo e micas. A sua quantidade pode ultrapassar 25%, com o que a rocha deve ser qualificada de gnaiss.

Turmalina, apatita e pirita, em cristais subédricos e euédricos se desenvolvem nas proximidades de corpos graníticos, atestando ação de fluidos pneumatolíticos.

Vez ou outra nota-se a presença de mica (sericita), comparáveis à que *Coutinho (1972)* na área de São Paulo mostrou derivar de alteração de sillimanita.

A Tabela 9 apresenta análises modais de materiais metapelíticos. As três colunas da esquerda referem-se a micaxistos; a quarta a quartzo-micaxisto e a última a gnaiss.

Quartzitos

De permeio com os xistos, aparecem camadas de espessuras milimétricas a decamétricas de quartzitos feldspáticos de dois tipos.

O primeiro tipo é branco ou cinza-claro, tingindo-se de tons amarronzados com a alteração intempérica, e dotada de granulação de fina a média. Constituem-se de quartzo e feldspato, essencialmente. Os acessórios são: biotita, moscovita, minerais do grupo do epídoto, titanita, apatita, zircão e mineral opaco, perfazendo quantidades irrisórias, como se pode ver pela análise modal apresentada na Tabela 10.

TABELA 9
ANALISES MODAIS DE XISTOS DO BLOCO JUQUITIBA

AMOSTRA N°	178	318	348	320	364
N° PONTOS	1137	1513	1276	1123	1048
Quartzo	28,8	16,2	16,4	45,2	46,4
Biotita	15,4	34,9	29,5	10,1	21,0
Moscovita	33,3	48,0	53,6	43,4	8,5
Clorita	11,8	-	-	-	6,5
Mineral opaco	1,0	0,9	0,4	0,8	0,7
Grupo do epídoto	5,3	-	-	-	-
Hornblenda	4,1	-	-	-	-
Granada	0,2	-	-	-	-
Zircão	0,1	tr.	tr.	tr.	tr.
Turmalina	-	-	0,1	0,5	tr.
Plagioclásio	-	tr.	-	tr.	16,9
Apatita	tr.	-	-	tr.	tr.

Am. 178 - 5,5 km a SW de Uberaba.

Am. 318 - 1 km a SE de Juquitiba.

Am. 348 - 7,5 km a ENE de Juquitiba.

Am. 320 - 11 km a SW de Juquitiba.

Am. 364 - 2 km a NE de Uberaba.

TABELA 10
ANÁLISE MODAL DE QUARTZITO FELDSPÁTICO

AMOSTRA Nº	319
Nº PONTOS	1010
Quartzo	78,0
Plagioclásio	19,6
Biotita	1,5
Mineral opaco	0,6
Grupo do epídoto	0,2
Titanita	0,1
Apatita	pr.
Moscovita	pr.
Zircão	pr.

Am. 319 - 11 km a SW de Juquitiba.

O quartzo é xenoblástico, com extinção ondulante a nícois cruzados. Forma um mosaico granoblástico, mas às vezes os grãos são achatados, desenvolvendo uma foliação. Os feldspatos presentes são oligoclásio e, raramente, microclíneo; formam grãos xenomorfos, de dimensões análogas aos de quartzo. A biotita dispõe-se orientadamente, conferindo foliação à rocha. Os demais acessórios aparecem aqui e ali em pequenos grãos, subédricos ou anédricos.

O segundo tipo pode ser denominado quartzito calco-silicático. Tem granulação fina, textura maciça, cores cinza esverdeadas que, por alteração intempérica, passam a vermelhas. Compõe-se de quartzo, hornblenda, minerais do grupo do epídoto, diopsídio, titanita, granada, apatita e, com incidência restrita, carbonato, zircão, biotita, mineral opaco, clorita, moscovita, feldspato potássico e turmalina. A Tabela 11 mostra análises modais de tais rochas.

O quartzo é xenomorfo, com extinção ondulante a nícois cruzados, eqüidimensional ou achatado, neste caso desen

TABELA 11

ANÁLISES MODAIS DE QUARTZITOS CALCO-SILICÁTICOS

AMOSTRA N°	328	338	363
N° PONTOS	1220	1107	1026
Quartzo	54,1	71,5	53,3
Plagioclásio	23,4	10,4	11,0
Grupo do epídoto	6,6	0,7	15,3
Diopsídio	0,2	-	0,9
Hornblenda	6,4	0,2	6,8
Titanita	1,6	1,1	1,3
Granada	7,3	1,0	1,1
Apatita	0,1	0,3	0,2
Carbonato	0,1	pr.	0,1
Zircão	-	pr.	-
Biotita	-	4,0	-
Mineral opaco	pr.	0,1	pr.
Clorita	-	2,3	-
Moscovita	-	8,4	-
Microclíneo	0,2	-	-

Am. 328 - 9 km a SE de Juquitiba.

Am. 338 - 13 km a W de Juquitiba, vertedouro da Barragem da Fumaça.

Am. 363 - 2 km a NE de Uberaba.

volvendo foliação. O plagioclásio é subédrico ou anédrico e de composição na faixa andesina-labradorita. Mostra-se às vezes saussuritizado e em outras ocasiões intensamente sericitizado. Está sempre geminado segundo as leis da Albite ou Albite-Periclíneo. Intercrescimentos mirmequíticos são vistos esparsamente.

A hornblenda forma cristais subédricos e anédricos, às vezes geminados e freqüentemente poiquiloblásticos, incluindo grãos de quartzo e plagioclásio. Vez ou outra tem hábito fibroso. Os minerais do grupo do epídoto formam grãos minúsculos, agregados em massas e talvez formados por saussuritização de plagioclásio.

A titanita, apatita, zircão e mineral opaco, constituem cristais euédricos e subédricos, minúsculos e dispersos na rocha.

A biotita e clorita se apresentam em placas orientadas, desenvolvendo uma foliação perceptível ao microscópio. Às vezes concentram-se em faixas de espessura milimétrica ou centimétrica e cores cinza escura, provavelmente refletindo a antiga estratificação do sedimento.

O feldspato potássico é microclíneo pertítico, exibindo geminação em grade, e sua incidência é esporádica. Car**bon**ato forma pequenas massas xenomorfas dispersas. Granadas se desenvolvem euédrica ou subédricamente, às vezes concentrando-se em pontos e dando à rocha aspecto maculado com manchas submilimétricas avermelhadas. É freqüentemente micropoiquiloblástica, incluindo quartzo, plagioclásio, titanita e às vezes biotita. Turmalina é raríssima e limita seu aparecimento às adjacências de corpos granitóides.

Rochas similares a essas foram descritas por Coutinho (1972) na região da Represa de Guarapiranga, considerando-as como metaconcreções. Ellert (1961) reconheceu-as em seixos de um metaconglomerado em São Bernardo do Campo.

A quantidade de feldspatos varia muito, como se vê na Tabela 11. Por vezes o limite de 25% é superado, devendo-se então qualificar a rocha como gnaiss. Uma análise modal de gnaiss é dada na Tabela 12.

Por outro lado, também camadas com baixas porcentagens de quartzo ocorrem. Qualificamo-las como rochas calcossilicatadas. A Tabela 13 mostra três análises modais em tal tipo litológico. São rochas anômala^{mente} ricas em titanita e os feldspatos por vezes superam o nível de 25%.

Metabasitos

Corpos de metabasitos aparecem ocasionalmente no Bloco Juquitiba, com dimensões muito reduzidas para serem cartografados na escala de 1:100.000.

A norte de Juquitiba expõe-se um corpo de metagabro. A rocha tem granulação média, textura maciça e cor verde escura. Compõe-se de plagioclásio e ferromagnesianos, essencialmente, numa trama blastointergranular. O plagioclásio se apresenta em cristais alongados, subédricos, sem orientação preferencial. É labradorítico, mas está quase totalmente saussuritizado. Os ferromagnesianos são augita, hornblenda, biotita e clorita. A augita forma cristais com envoltórios de hornblenda. A biotita e a clorita estão associadas, às vezes vendo-se a primeira envolvendo parcialmente os cristais de augita-hornblenda. Quartzo, em grãos xenomorfos e intersticiais, mineral opaco e apatita, estes em cristais finos, euédricos ou subédricos, dispersos, são os acessórios.

No vale do rio Juquiã, pouco a sul do limite da Folha de São Roque, a 18 km SW de Juquitiba, observa-se um corpo de anfibolito concordante com a foliação dos xistos circundantes. A rocha tem granulação fina a média, cor preta e textura nematoblástica. Os constituintes essenciais são hornblenda e plagioclásio. A hornblenda forma prismas sub

TABELA 12
ANÁLISE MODAL DE GNAISSE CALCO-SILICÁTICOS

AMOSTRA N°	342
N° PONTOS	1035
Quartzo	50,6
Plagioclásio	34,2
Grupo do epídoto	1,7
Diopsídio	0,1
Titanita	1,3
Granada	3,0
Apatita	0,2
Carbonato	pr.
Zircão	0,1
Biotita	0,1
Hornblenda	8,5
Turmalina	0,2

Am. 342 - 19 km a WSW de Juquitiba.

TABELA 13

ANALISES MODAIS DE MICAXISTOS (PALEOSSOMA)

AMOSTRA N°	170	171	172
N° PONTOS	1109	1036	1104
Quartzo	26,4	18,4	23,3
Plagioclásio	16,0	13,0	9,4
Microclíneo	9,6	6,6	5,4
Grupo do epídoto	4,3	13,3	11,0
Diopsídio	9,6	10,1	4,5
Hornblenda	12,7	6,7	11,1
Titanita	19,3	26,0	33,5
Granada	1,2	1,9	0,9
Carbonato	0,3	0,3	0,8
Zircão	pr.	3,0	pr.
Biotita	pr.	-	-
Mineral opaco	pr.	pr.	pr.
Turmalina	-	-	pr.
Clorita	0,6	pr.	pr.
Moscovita	-	0,2	0,1

Am. 170 - 11 km a S de Caucaia do Alto.

Am. 171 - 11 km a S de Caucaia do Alto.

Am. 172 - 11 km a S de Caucaia do Alto.

édricos, freqüentemente poiquiloblásticos contendo inclusões de quartzo, plagioclásio, titanita e mineral opaco. O plagioclásio é andesina cálcica, constituindo grãos mais ou menos eqüidimensionais, subédricos ou anédricos, dispersos entre os cristais de anfibólio. Os acessórios são quartzo, titanita, apatita e mineral opaco. O quartzo aparece em porcentagens muito baixas, com grãos pequeninos ocupando interstícios. Os demais acessórios formam cristais euédricos ou subédricos, minúsculos, dispersos pela rocha.

Um terceiro tipo de metabasito tem representação no Bloco Juquitiba. Trata-se de clorita-xistos, como os expostos em cortes da BR-116 a E da Capela das Laranjeiras, já fora da Folha São Roque. São rochas de granulação fina, com foliação conspícua e cor verde-parda, passando a verde-amarelada e a vermelha com a alteração intempérica. Compõem-se de clorita, actinolita-tremolita, mineral opaco, biotita, apatita e quartzo. A clorita se apresenta em placas, orientadas ou suborientadas, desenvolvendo a xistosidade. O anfibólio constitui cristais subédricos e anédricos, dispersos pela rocha e suborientados em conformidade com a foliação da rocha. A biotita aparece associada à clorita. Mineral opaco e apatita constituem pequeninos cristais euédricos ou subédricos, dispersos entre os cristais maiores. O quartzo é xenomorfo, com extinção ondulante sob nicos cruzados, formando freqüentemente agregados lenticulares alongados segundo a foliação da rocha. Acessórios ocasionais são titanita e minerais do grupo do epídoto.

MIGMATITOS OFTALMÍTICOS

Esses migmatitos formam faixas lenticulares alongadas segundo a orientação geral das dobras. Correspondem a embrechitos ocelares de *Jung e Roques (1952)*.

A rocha tem aspecto homogêneo, constituindo-se essen

cialmente de quartzo e feldspatos. O quartzo é xenomorfo, eqüidimensional ou achatado, neste caso desenvolvendo foliação. Exibe sempre extinção ondulante a nícois cruzados e uma parte tem dimensões menores, ocupando posições intersticiais.

Os feldspatos presentes são oligoclásio e microclíneo pertítico. Ambos são subédricos ou xenomorfos. As dimensões variam muito: em parte, juntamente com o quartzo, constituem uma massa mais ou menos eqüigranular, enquanto outra parte assume tamanhos mais avantajados, conferindo à rocha uma textura ineqüigranular seriada. Estes cristais maiores são normalmente poiquiloblásticos, incluindo grãos de quartzo e micas; o microclíneo contém, adicionalmente, inclusões de plagioclásio. Suas dimensões podem chegar a 1-2 x 2-3 cm, e as seções nos afloramentos são subretangulares e elípticas.

Os acessórios são biotita, moscovita, apatita, titanita, mineral opaco, zircão e mais raramente clorita. Ocasionalmente, aparecem minerais do grupo do epídoto, hornblenda, granada, turmalina e carbonato.

As micas integram a parte fina da rocha e conferem à rocha uma xistosidade proeminente. Apatita, titanita, zircão e mineral opaco formam microcristais subédricos e anédricos, sobretudo em associação com biotita. Os minerais do grupo do epídoto formam agregados finos locais, talvez por resultarem de saussuritização de plagioclásio. A hornblenda é subédrica e aparece ao lado da biotita. A granada quando presente, é porfiroblástica, com contornos subédricos e textura poiquilítica. As inclusões são de quartzo e micas, às vezes em arranjo helicítico, mostrando que o crescimento se deu em parte em conjunção com uma fase dinâmica. Em geral, porém, essas inclusões estão dispostas em concordância com a foliação à volta, denunciando crescimento em condições de calma tectônica.

A turmalina forma cristais idiomorfos, dispersos na

rocha, com pequenas dimensões. O carbonato constitui massas xenomorfas, associadas aos minerais do grupo do epídoto.

A Tabela 14 mostra análises modais de cinco amostras de migmatitos oftalmíticos, selecionadas de modo a representar um corte transversal, do centro para a borda de um corpo. Assim, da esquerda para a direita, a granulação diminui de média a fina e a quantidade e tamanho de feldspatos macroscopicamente distinguíveis diminuem, ao mesmo tempo em que as quantidades de (quartzo + micas) aumentam. Nas amostras de granulação mais fina, observa-se que os feldspatos se desenvolveram em zonas onde o quartzo está mais granulado, sugerindo que a feldspatização foi precedida de um preparo textural da rocha.

Nesses migmatitos encontram-se com freqüência lâminas e camadas de quartzito micáceo paralelas à foliação dos oftalmitos. Essa feição não só atesta a origem metassedimentar do paleossoma, como mostra o paralelismo da xistosidade com a antiga estratificação.

Esses migmatitos oftalmíticos, apresentando transições para os migmatitos estromatíticos, acham-se melhor desenvolvidos a leste da Folha de São Roque (*Y. Hasui, G.R. Sadowski, G.F. Fuck, O.R. Obata e C.R. Carneiro, inédito*). Seus limites representados no mapa geológico anexo (Folha de São Roque) correspondem ao aparecimento de porfiroblastos de feldspatos visíveis macroscopicamente.

ROCHAS GRANITÓIDES

Vários corpos granitóides existem no Bloco Juquitiba, conforme mostra a Figura 4. Os maciços de Jarupará e de Caucaia acham-se truncados pelo Falhamento de Caucaia.

Todos eles são petrograficamente heterogêneos, perfeitamente equiparáveis ao Complexo Piedade. Assim é que rochas granitóides porfiríticas, inequigranulares e finas es

TABELA 14

ANÁLISES MODAIS DE MIGMATITOS OFTALMÍTICOS

AMOSTRA Nº	343	315	333	351	314
Nº PONTOS	1076	1180	1124	1043	1166
Quartzo	59,6	58,1	42,4	43,7	32,2
K-feldspato	7,9	15,5	15,0	18,1	23,0
Plagioclásio	16,8	10,3	19,5	17,5	26,2
Biotita	14,1	14,9	21,6	18,7	15,6
Moscovita	1,4	0,2	0,5	0,8	0,1
Apatita	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1
Titanita	tr.	0,3	1,0	0,2	0,5
Mineral opaco	tr.	0,2	tr.	0,4	tr.
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita	-	0,4	0,9	0,1	2,3
Carbonato	-	0,1	-	-	-
<u>Quartzo + micas</u> feldspatos	3,0	2,8	1,9	1,8	1,2

As amostras 343, 315, 333, 351 e 314 provêm do corpo de migmatito oftalmítico de São Lourenço, a NE de Juquitiba, pouco a E do limite da folha de São Roque.

tão presentes em todos. Observa-se que as rochas granitóides finas predominam e, no campo, chegam a lembrar anatexitos embrechíticos (granito-gnaisses). Todavia, as passagens para tipos inequigranulares e porfiríticos, a falta de passagens graduais para as encaixantes e as discordâncias parciais dos contatos são indicativos do caráter intrusivo dos corpos granitóides.

BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná se estende até a Folha de Pilar do Sul e o canto noroeste da Folha de São Roque, representada pelo Grupo Tubarão e pela Formação Irati. Não sendo objetivo deste estudo sua descrição, eximimo-nos de maiores considerações.

O Grupo Tubarão, de idade permo-carbonífera, se constitui de sedimentos glaciais e correlatos, dos quais um traço completo, da base ao topo, se acha presente na Folha de Pilar do Sul. Petrograficamente, tem-se arenitos grossos a conglomeráticos, feldspáticos, argilosos e siltosos; siltitos e folhelhos; diamictitos e conglomerados. Um excelente apanhado geral dessa unidade estratigráfica foi feito por Rocha-Campos (1967).

A Formação Irati, de idade permiana, comparece nos arredores de Itapetininga, no canto noroeste da Folha de Pilar do Sul. Folhelhos negros, por vezes pirobetuminosos, argilitos, siltitos e arenitos finos são os termos litológicos presentes. Essa unidade foi pormenorizadamente estudada por Amaral (1971).

MAGMÁTICAS MESOZÓICAS

As ocorrências de rochas alcalinas em Piedade foram noticiadas por Knecht (1960) e por Felicíssimo Jr. (1968).

Na margem norte do rio Sarapuí, há uma intrusão elfica de 850 x 300 m, alongada segundo EW e encaixada no Complexo Piedade. Constitui-se de sienito, mas na superfície só se observam produtos de alteração, contendo magnetita, barita e apatita. *Feliciíssimo Jr. (1968)* acha possível a existência de carbonatito associado.

Pouco a oeste dessa ocorrência, um dique de shonkinito pórfiro corta as rochas granitídes do Complexo Piedade (*G.C. Melcher, comunicação pessoal*).

Amostras desse shonkinito foram datadas pelo método potássio-argônio (*Amaral et al., 1966*) fornecendo idades atribuíveis ao fim do Jurássico/início do Cretáceo.

Entre a extremidade nordeste da faixa de rochas calcárias de Santa Helena e a Serra de Inhaíba, a SSW de Brigadeiro Tobias, um pequeno dique de diabásio penetrou nas rochas epimetamórficas (*J.S. Bettercourt, comunicação pessoal*). Aparentemente, ele se relaciona com o magmatismo básico que afetou a zona do Arco de Ponta Grossa, através de injeção de diques de diabásio. Tal manifestação magmática foi datada por *Amaral et al. (1966)*, como tendo se processado em tempos juro-cretácicos.

SEDIMENTOS TERCIÁRIOS E QUATERNÁRIOS

Várias ocorrências de sedimentos terciários foram encontradas, todas em encostas de elevações, ora em franca erosão. As espessuras são restritas, não ultrapassando duas dezenas de metros.

Constituem-se de camadas de argila e argila siltosa, geralmente com uma faixa de cascalho arenoso na base. Somente na ocorrência de Caucaia do Alto notamos a predominância de termos grosseiros: cascalho arenoso e areias, ricas em fragmentos de granito, feldspatos e micas. Crostas e concreções limoníticas são comuns nos níveis superiores.

A idade terciária (pliocênica ?) tem sido atribuída a esses sedimentos. Lembremos, todavia, que não há unanimidade de opiniões. *Mendes (1950)* observando o volume, extensão e inconsistência dos sedimentos, julgou-os compatíveis com idade quaternária. Na falta de elementos que permitam uma datação das camadas, preferimos manter aqui a idade terciária.

Os sedimentos quaternários aparecem em várzeas e alagadiços associados aos vales atuais. Constituem-se de areia, silte, argila, cascalho e turfa. As espessuras são discretas, provavelmente não ultrapassando uma vintena de metros.

As áreas de maior expressão de sedimentos quaternários são os vales do rio Itapetininga e do rio Sorocaba. O processo de sedimentação relacionou-se com a existência de litologias com erodibilidades diferentes. Um curso d'água escavando rochas mais erodíveis, ao encontrar corpos mais resistentes à erosão, tende a alargar o seu vale e a se representar a montante onde incidirá, pela mudança de velocidade de fluxo, um processo de sedimentação.

No rio Sorocaba, o corpo granitóide de São Francisco constituiu uma barreira, em função da qual se deu intensa sedimentação a sudeste. A Represa de Ituparanga ali implantada alagou parte da planície aluvial, a qual se expõe agora de Ibiuna para montante, nos vales dos formadores do rio Sorocaba (Sorocá-Mirim, Sorocá-Buçú e seus afluentes). Os cursos d'água meandram na planície, isolando grande número de braços mortos.

De maneira análoga, o rio Itapetininga se desenvolve sobre a área do Grupo Tubarão e, ao alcançar a Formação Itati, na região de Itapetininga, encontra uma barreira. Daí a intensa sedimentação para leste, constituindo-se ampla planície aluvial sobre a qual o rio divaga.

Em outros cursos menores observam-se aluviões descontínuos, certamente vinculáveis com diferenças litológicas no

trajeto. Um caso evidente é dado pela Água da Batéia, afluente do rio Turvo, a norte de Tapiraí. O seu vale se desenvolve sobre migmatitos estromatíticos com paleossoma dominante junto ao contato com rochas granitóides do Complexo Piedade. O rio Turvo recebe esse afluente para em seguida cruzar a zona de contato. Nessa região, no vale do rio Turvo e da Água da Batéia houve sedimentação localizada. Outro caso se vê no córrego Varjão, a nordeste de Alumínio, em relação ao qual a barreira foi constituída por um pacote de quartzitos.

Casos análogos foram assinalados por *Hasui et al.* (1969) em relação ao rio Jundiá, que percorre uma zona de migmatitos e atravessa o batólito granítico de Ituaçu em Itupeva, invadindo em seguida a área do Grupo Tubarão na região de Itaici e desviando o seu curso para sudoeste rumo a Salto de Ituaçu, onde reencontra o Granito de Ituaçu. A montante de Itupeva observa-se larga e extensa planície aluvial. O mesmo acontece entre Salto de Ituaçu e Itaici. Outro exemplo notável é dado pelo rio Tietê, que percorre a zona do Falhamento de Taxaquara até Barueri, onde sofre inflexão dirigindo-se para NW, através do batólito granítico de Itaici. A montante de Barueri desenvolveu-se a enorme planície aluvial, à qual se relacionam as inundações na área da Capital paulista.

Na Figura 7 acham-se representadas as ocorrências de sedimentos terciários da área em pauta. É notável a associação delas com os vales atuais (rio Sorocaba, rio São João e rio Turvo). Aparentemente o mesmo mecanismo acima poderia ter controlado a deposição desses sedimentos e não vemos nenhuma razão para impugná-lo.

Por outro lado, *Freitas (1951)*, *Almeida (1955)*, *Hennies et al. (1969)* e *Coutinho (1972)* consideram que a sedimentação, destacadamente na Bacia de São Paulo, teve conexão com movimentos de blocos, por reativações de falhamentos antigos. Feições notavelmente sugestivas foram mostradas para apoiar essa idéia. Na área em foco, igualmente, nota-se que na parte

Fig. 7 - Ocorrências de Sedimentos Terciários

nordeste da Figura 7 há várias ocorrências situadas sobre os Falhamentos de Caucaia e Taxaquara e no Bloco por eles limitados. Essa incidência pode ter vinculação com abatimento do Bloco Cotia, por reativação dos falhamentos; mais adiante, ao abordarmos os falhamentos, veremos a implicação dessa possível reativação na área de São Paulo.

É verdade que até o presente nenhuma evidência direta de reativação de falhas antigas foi apresentada e um modelo puramente tectônico encontra dificuldades para explicar os casos como o de Alumínio. Um modelo desse tipo não elimina a possibilidade de controles puramente litológicos, mas as investigações ainda devem prosseguir antes de se estabelecer uma generalização.

CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DO MAGMATISMO

O magmatismo na área focalizada gerou:

- 1 - corpos restritos de rochas básicas, transformadas em anfibolitos e metabasitos;
- 2 - corpos de rochas granitóides;
- 3 - pequeno dique de diabásio a SSW de Brigadeiro Tobias e restritas ocorrências de rochas alcalinas no vale do rio Sarapuí.

Os primeiros ora são concordantes com a estratificação das encaixantes, como os metabasitos a SE de Pilar do Sul, ora são francamente discordantes, como os metabasitos de Alumínio e de Juquitiba. Tais corpos indicam magmatismo pré-metamórfico, a que chamaremos fase de magmatismo I, atingindo seqüências de sedimentos rítmicos. Esse magmatismo, onde se pode observar vestígios de antigas texturas e mineralogias, foi de caráter básico.

Os corpos granitóides mostrados na Figura 4, reúnem características que permitem grupá-los em duas categorias.

Os maciços análogos ao Complexo de Piedade, bem como os de Sorocaba e São Francisco, têm as seguintes feições mais importantes:

- 1 - são corpos alongados, com eixo maior paralelo à orientação dos dobramentos das encaixantes;
- 2 - os contatos são em grande parte concordantes, mas discordâncias são claras nas extremidades;
- 3 - as encaixantes sofreram ação térmica de contato, inclusive com adição de elementos químicos;
- 4 - a rocha tem sempre uma fração fina, de natureza granodiorítica a granítica, com foliação conspícua, que, apesar das ondulações provocadas pelos fenocristais, mostra di

reção geral concordante com a dos dobramentos das encaixantes. Fácies dioríticas são vistas ocasionalmente, como nos maciços de Sorocaba e São Francisco;

5 - feldspatos se desenvolveram tardiamente nessas rochas, ora se orientando em consonância com a foliação, ora dispondo-se caoticamente. Aparentemente, a feldspatização começou sob o império de um campo de forças e prosseguiu mesmo depois da sua dissipação. Esse processo não se deu uniformemente, mas incidiu com diferentes intensidades em diferentes zonas;

6 - indícios de cataclase são generalizados nas rochas;

7 - quando as encaixantes são rochas epimetamórficas, entre estas e as granitóides aparecem faixas de rochas atribuíveis às fácies de transição xisto verde/anfibolito e anfibolito (Turner, 1968), o que indica a colocação dos corpos em núcleos de estruturas culminantes;

8 - são corpos circunscritos.

A classificação tectônica de maciços com tais características é problemática. *Hasui et al.* (1969) consideraram-nos tardi-tectônicos, enquanto *R. Ellert (in Coutinho, 1972)* qualificou-os sintectônicos. De fato, eles têm características de intrusivos, ascendendo a nível mesozonal, contemporaneamente a uma fase tectogênica, e nessas circunstâncias pode-se atribuir-lhes qualificação de tardi-tectônicos. Por outro lado, suas características petrográficas são típicas de maciços sintectônicos, como descritas, *v.g.*, por *Marmo (1971)*.

Read (1957) considerou que os corpos graníticos podem ser autóctones ou não e, neste caso, o deslocamento da massa magmática através da coluna de rochas poderia ser de extensões variáveis. De acordo com o grau de ascensão, separou ele os maciços para autóctones, os maciços intrusivos e os

plútons graníticos. Os maciços autóctones correspondem aos corpos sintectônicos, os maciços intrusivos aos tardi-tectônicos e os plútons graníticos aos pós-tectônicos. Os maciços paraútóctones correspondem a uma transição entre corpos sintectônicos típicos e tardi-tectônicos, sendo difícil atribuir-lhes uma qualificação magmatectônica simples.

Face a essa dificuldade de classificação, julgamos preferível retornar à definição original de *P. Eskola*, que considera sintectônicos os corpos formados contemporaneamente à tectogênese. Então, o termo sintectônico, lato sensu, inclui os corpos tardi-tectônicos.

Podemos então considerar os maciços em pauta sob a qualificação de sintectônicos paraútóctones, constituídos numa fase de magmatismo I_2 .

Quanto aos corpos de Pilar do Sul, da Serra do Lopes e do Turvo, as suas características principais são:

1 - só o corpo do Turvo guarda uma relação de direção de alongamento com orientação de estruturas das encaixantes. Nos outros dois, a discordância é flagrante;

2 - as encaixantes metamórficas mostram efeitos de metamorfismo de contato, inclusive com adição de elementos químicos;

3 - a rocha é homogênea, de natureza granítica, sem ostentar qualquer foliação;

4 - fácies de granulação fina ocorre nas bordas, refletindo aparentemente condições de esfriamento mais rápido; Uma foliação aí aparece, talvez vinculável a fluxo do magma;

5 - indícios de cataclase existem, mas atribuíveis ao processo magmático (protocataclase);

6 - são corpos circunscritos (*Raguín, 1965*).

Tais características permitem classificar esses três

corpos como pós-tectônicos, formados numa fase de magmatismo I_3 .

Quanto ao magmatismo básico e alcalino (Fase I_4) que ocorreu em tempos mesozóicos, ele se vinculou a um amplo processo de reativação da plataforma Sul-Americana, a que *Almeida (1967)* chamou de Reativação Wealdeniana.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DO METAMORFISMO

BLOCO SÃO ROQUE

No Bloco São Roque, devemos considerar o metamorfismo regional ou dínamo-termal e o metamorfismo termal ou de contato.

O metamorfismo regional na maior parte da área de metamorfitos foi de baixo grau, dentro da fácies xisto verde (Turner, 1968). Assim é que nas rochas metapelíticas e metapsamíticas, as associações minerais são combinações diversas de sericita-moscovita, clorita, biotita, minerais do grupo do epídoto, quartzo, albita, grafita e ocasionalmente microclíneo. Nas rochas calcárias as paragêneses envolvem carbonatos, actinolita-tremolita, quartzo, grafita e sericita. Os metabasitos são constituídos de minerais como: actinolita-tremolita, clorita, minerais do grupo do epídoto, quartzo, calcita, titanita, biotita.

Em termos de distribuição espacial, filitos cedem lugar a xistos ao nos aproximarmos dos corpos graníticos. Nessas xistos, com maior frequência as associações são compatíveis com a fácies xisto verde, mas por vezes constatamos a presença de granadas, oligoclásio, indicando condições mais drásticas. Um corpo de anfibolito típico existe intercalado nesses xistos, junto ao Maciço de São Francisco, constituído essencialmente de hornblenda e andesina, o que atesta condições de fácies anfibolito (Turner, 1968).

Não foi possível nesta instância delimitar as áreas correspondentes às fácies nos mapas geológicos anexos. Também não ficou patenteada a existência de rochas atribuíveis à fácies de transição entre xisto verde e anfibolito (Turner, 1968), o que naturalmente exige investigação em maior detalhe.

A existência dessas faixas de maior grau metamórfico nas bordas dos corpos granitóides não constitui novidade. Na Folha de Jundiá, a norte da de São Roque, *Hasui et al.* (1969), *Penalva e Hasui* (1970) e *Coutinho* (1972) constataram sua presença ao redor dos maciços do Itaqui, Tico-Tico e Cantareira. A largura delas varia de algumas centenas de metros a cerca de 2 km.

Ainda nas vizinhanças dos corpos granitóides, as rochas encaixantes foram afetadas por metamorfismo termal, desenvolvendo-se hornfels e maculando os xistos.

Os xistos maculados têm microporfiroblastos e porfiroblastos de moscovita, sem orientação preferencial. Eles tendem a destruir a xistosidade da rocha e, eventualmente, no contato com o corpo intrusivo, aparecem biotita e/ou moscovita-hornfels.

O metabasito de Alumínio, junto ao maciço de São Francisco, acha-se afetado, exibindo minerais compatíveis com a fácies hornblenda-hornfels; à distância, aparecem associações da fácies albita-epídoto-hornfels (*Turner, 1968; Turner e Verhoogen, 1960*). Tais rochas podem ser qualificadas como hornfels básicos.

Os hornfels mais importantes, todavia, são os calcosilicatados, com um séquito de minerais condizentes com a fácies albita-epídoto-hornfels e, mais próximo à intrusão, também com a fácies hornblenda-hornfels, esta marcada pelo aparecimento de diopsídio.

Essas fácies de contato também não foram demarcadas nos mapas anexos.

Ainda nas adjacências do contato, há que se lembrar as introduções de elementos por soluções pneumatolíticas e hidrotermais. Turmalinização é um processo praticamente universal. Os metapelitos têm normalmente alguma turmalina como acessório, em minúsculos grãos subarredondados (detriti

cos) ou euédricos neoformados à custa de boro do antigo sedimento (*Williams et al.*, 1954). A turmalina a que nos referimos, entretanto, formou cristais mais desenvolvidos, em boa parte poiquiloblásticos, dispostos sem orientação preferencial ou ao longo da xistosidade ou preenchendo planos de cisalhamento. Apatitização também incidiu nos mesmos moldes, mas mais discretamente. Pirita disseminada, em porfiroblastos euédricos e subédricos, segundo *Turner e Verhoogen*(1960), resultariam da reação de H_2S com silicatos ferrosos(biotita, clorita).

A par de tais processos, observa-se ainda a fixação de álcalis derivados do magma granítico, pelo excesso de alumina dos metapelitos, resultando na formação de feldspatos (*Turner e Verhoogen*, 1960). Isso se verificou no canto nordeste da Folha de São Roque, chegando a se desenvolver gnais.

Por fim, merece destaque o fato de se notar nas parageneses que refletem condições mais drásticas de formação, a presença de associações como biotita-clorita e zoisita-clinozoisita, que traduzem desequilíbrio (*Williams et al.*, 1954; *Turner e Verhoogen*, 1960) e que poderiam ser atribuídas a atenuação das condições físicas reinantes na rocha.

Assim, no Bloco São Roque dois eventos metamórficos parecem ter tido lugar, seguramente:

- 1 - metamorfismo regional, em fácies xisto verde a anfibolito;
- 2 - metamorfismo de contato, em fácies albita-epídoto-hornfels e hornblenda-hornfels.

BLOCO ITUPARANGA

Neste Bloco, só litologias metapelíticas e metapsamíticas têm representação, sendo extensivas a elas as observações feitas no item anterior. Assim é que, ao redor dos corpos granitóides, aparecem micaxistos, eventualmente até

gnaisse metassomáticos. Em posições proximais, esses xistos ostentam hornblenda, oligoclásio e granada, que indicam condições de metamorfismo em fácies anfibolito.

Se à distância as litologias são de fácies xisto verde e em posições proximais às intrusões são de fácies anfibolito, seria de se esperar termos atribuíveis à fácies de transição entre xisto verde e anfibolito (*Turner, 1968*), mas neste nível de estudo não pudemos definí-los, talvez por serem muito reduzidos.

As considerações feitas no tocante à ação de contato no Bloco São Roque são também aqui observadas.

BLOCO COTIA

Os metamorfitos da Folha Pilar do Sul, a sul do Falhamento de Taxaquara, são metapelitos, metapsemitos e metabasitos, nos quais se observam as mesmas feições descritas para o Bloco São Roque, no tocante ao metamorfismo regional e também às ações de contato.

Nos migmatitos do Bloco Cotia, o paleossoma tem associações minerais compatíveis com a fácies anfibolito (*Turner, 1968*). Saussuritização de plagioclásio, aparecimento de clorita associada com biotita parecem ser relacionáveis com condições físicas menos intensas.

Em resumo, no Bloco Cotia evidencia-se uma fase de metamorfismo regional na fácies xisto verde até anfibolito. Seguiu-se metamorfismo de contato, em duas épocas, a primeira em conexão com o Complexo Piedade e a segunda, com as intrusões pós-tectônicas.

Quanto à migmatização, ela pode ser associada à primeira ou segunda fase de metamorfismo, dependendo do modelo genético. Não nos cabe discutir a origem dos migmatitos. Na vasta bibliografia pertinente, três modelos se defrontam: o

magmático, propondo derivação magmática do neossoma, o anatexítico, considerando fusão parcial e segregação do neossoma, e o modelo metassomático, pelo qual haveria difusão de elementos químicos através das rochas, em estado sólido. Cada modelo, nos seus mecanismos, admite variantes numerosas.

Talvez a associação desses migmatitos com o Complexo Piedade possa indicar relação do neossoma com a intrusão, como sugerem *Turner e Verhoogen (1960)*. Nesse caso, a migmatização se vincularia à segunda fase de metamorfismo.

BLOCO JUQUITIBA

No Bloco Juquitiba, os migmatitos com estrutura estromatítica têm paleossoma constituído por combinações de minerais, dos quais os mais significativos são:

- 1 - em metapelitos: quartzo, moscovita, biotita, granada, hornblenda e oligoclásio;
- 2 - em metapsamitos: quartzo, oligoclásio, biotita, moscovita;
- 3 - em rochas calco-silicatadas: quartzo, carbonato, hornblenda, diopsídio, biotita, moscovita, granada, microclíneo;
- 4 - em metabasitos: hornblenda, andesina, quartzo, biotita.

Nos migmatitos oftalmíticos os mesmos minerais dos itens 1 e 3 são observados.

Tais paragêneses são condizentes com a fácies anfibolito (*Turner, 1968*).

Nas proximidades de intrusões granitóides observamos o desenvolvimento de turmalina, apatita e pirita, atribuível a ação de contato. A par disso, nos metapelitos desenvolvem-se porfiroblastos de moscovita sem ostentar orientação pre-

ferencial aparente e dispondo-se mormente em discordância com a foliação.

O desenvolvimento de porfiroblastos de moscovita é notado também à distância de corpos graníticos, fato que Coutinho (1972) já observara na região de São Paulo. Difícil é, sem análise de detalhe, verificar a existência de orientação preferencial por causa de rotações que sofreram, comprovadas por flexões, e transposições significativas, como veremos adiante. Frequentemente, vemos dobras da xistosidade (paralela à estratificação) e os porfiroblastos alongados segundo posição plano axial nos núcleos; nos flancos, de dobras fechadas, o alongamento é oblíquo, convergindo para os núcleos e, em flancos de dobras cerradas e isoclinais, as micas têm disposição concordante com a xistosidade. Esse arranjo é sugestivo de uma orientação prévia dos porfiroblastos e rotações relacionadas com o dobramento.

Por fim, cumpre destacar a presença generalizada de clorita em associação com biotita e a existência de plagioclásios saussuritizados e zonados com bordas albíticas, que são indícios de transformações em condições físicas atenuadas (*Williams et al.*, 1954).

Em resumo, no Bloco Juquitiba reconhecemos uma fase de metamorfismo regional na fácies anfibolito, com migmatização, seguindo-se ação de contato. A formação de porfiroblastos de moscovita se deu em bordas de intrusões, como também regionalmente.

No prolongamento do Bloco Juquitiba para NE, Coutinho (1972) reconheceu evidências de transformações diaforéticas. O metamorfismo retrógrado certamente se processou a posteriori.

SÉRIE FACIAL

No Grampian Highland da Escócia, as fácies presentes foram consideradas como normais até que Miyashiro (1961) introduziu o conceito de série de fácies, reconhecendo a impor

tância da pressão no processo metamórfico, além da temperatura. De lá para cá várias séries foram descritas, envolvendo desde altas pressões e baixo gradiente térmico até baixas pressões e alto gradiente térmico.

Na área focalizada, a persistência da moscovita atesta que não se chegou a condições mais elevadas da fácies anfibolito e as associações minerais mais significativas não chegaram a se desenvolver, de modo a se poder estabelecer correlação com as séries de fácies já reconhecidas. Os da dos apresentados possibilitam reconhecer zonas da clorita, da biotita e da almandina, mas as demais talvez apareçam mais a sudeste, rumo ao litoral.

Coutinho (1971), analisando a região de São Paulo, concluiu haver semelhança com a série facial de New Hampshire (*Winkler, 1967*), de altas pressões e temperaturas, ligeiramente inferiores às aquelas que atuaram no conjunto Barroviano. Admite, porém, que para sudoeste seria possível definir uma série Barroviana. De fato, o mineral crítico diferenciativo entre as duas séries é a cianita, que não existiria na região de São Paulo, mas *Melcher et al. (1973)* descrevem no Vale do Ribeira.

METAMORFISMO CATACLÁSTICO OU DINÂMICO

Hennies et al. (1967) descreveram os efeitos da cataclase ao longo dos falhamentos de Taxaquara e Pirapora. Os mesmos incidiram também nos falhamentos de São Roque e de Caucaia.

A cataclase se manifestou de modo relevante em rochas granitóides. O processo de moagem não se deu de modo uniforme, havendo faixas onde foi mais intensa, alternando-se com outras em que a intensidade foi menor. Tais faixas são de espessuras centimétricas a decamétricas e somam larguras de várias centenas de metros e até superiores a 1 km.

No início da cataclase, a rocha granitóide passa a exibir fraturas segmentando-a e ao microscópio distinguem-se grãos fraturados com bordas granuladas. Os planos de cisalhamento, com a evolução do processo, aumentam em densidade, isolando fragmentos de rocha cada vez menores. Enquanto persistem fragmentos isolados por farinha resultante da moagem, com predomínio daqueles, podemos cognominar a rocha de brecha tectônica (Fotomicrografia 8).

Em estágio mais avançado, acaba-se tendo grãos de minerais, os porfiroclastos, de formas variadas, isolados na massa fina. São os flaser-gnaisses de origem cataclástica.

Posteriormente, os porfiroclastos, de dimensões mais reduzidas, ganham formas lenticulares e a rocha é então denominada augen-gnaisse cataclástico (Fotomicrografia 9).

A subsequente redução dos porfiroclastos a níveis submilimétricos leva aos milonitos, já com franco predomínio da matriz fina (Fotomicrografias 10, 11, 13 e 14). Numa etapa final de moagem, nenhum porfiroclasto é visto, as rochas são foliadas e lembram filitos. A elas tem-se denominado filonitos (Fotomicrografias 12, 15 e 16).

O atrito intenso pode possibilitar recristalização de minerais e quartzo neoformado se constitui. A rocha é um ultramilonito (Fotomicrografias 17 e 18).

Com a moagem, os produtos da fragmentação tendem a se infileirar, resultando uma lineação macroscopicamente visivel, que reflete a movimentação dos blocos (Foto 7).

No tocante ao comportamento dos minerais face ao processo de moagem, é de se notar que dentre os minerais comuns nas rochas granitóides, as micas são as mais sensíveis, (Foto micrografia 19), seguindo-se o quartzo e, por fim, os feldspatos (Fotomicrografias 20 e 21). São estes que nos milonitos ainda persistem sob forma de fenoclastos. O processo começa com distorções reticulares, que se manifestam em extr

FOTOMICROGRAFIA 8 - Brecha tectônica derivada de "Granito" tipo Pirituba. Notam-se faixas já granuladas e plagioclásios fraturados e fletidos. A biotita está totalmente granulada.
192X N+. Amostra 117-A, 4 km a N de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 9 - Augen-gnaiss derivado de "Granito" tipo Pirituba. Neste estágio o quartzo se acha em franco processo de moagem. Os feldspatos têm bordas em moldura. Uma foliação já se desenvolveu na rocha.
192X N+. Amostra 117 B, 4 km a N de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 10 - Milonito derivado de "Granito" tipo Pirituba. Os fenoclastos são de feldspatos e têm dimensões variadas. 192X N+. Amostra 129A. Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraf.

FOTOMICROGRAFIA 11 - Milonito derivado de "Granito" tipo Pirituba. Os fenoclastos de feldspatos ganham dimensões menores. Cordões de quartzo (branco) são visíveis. 192X N+. Amostra 129B. Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraf.

FOTOMICROGRAFIA 12 - Filonito derivado de "Granito" tipo Pirituba. Os fenoclastos são imperceptíveis a vista desarmada. Neste estágio, os minerais acessórios ainda não começaram a se fragmentar. Os cordões de quartzo são nítidos. 192X N+. Amostra 129C. Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraf.

FOTOMICROGRAFIA 13 - A mesma imagem da fotomicrografia 10, mas a ncois paralelos. A foliao do milonito ntida com formas onduladas.

FOTOMICROGRAFIA 14 - A mesma imagem da fotomicrografia 11, mas a ncois paralelos. Com a diminuio dos fenoclastos, a foliao se torna cada vez menos ondulada.

FOTOMICROGRAFIA 15 - A mesma imagem da fotomicrografia 12, mas a ncois paralelos. A foliao j praticamente plana.

FOTOMICROGRAFIA 16 - Ultrami-
lonito, o estágio final
da moagem. Todos os mine-
rais sofreram fragmenta-
ção. A foliação é conspí-
cua.
192X N+. Amostra 279,9 km
NNE de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 17 - Ultrami-
lonito, com recrystaliza-
ção incipiente de quart-
zo. A foliação é contur-
bada pelos neocristais.
192X N+. Amostra 117C, 4
km a N de Piedade.

FOTOMICROGRAFIA 18 - Ultrami-
lonito, com quartzo re-
cristalizado, sem extin-
ção ondulante.
1200X N+. Mesma amostra
da fotomicrografia ante-
rior.

FOTO 7 - Milonitos do Falhamento de Caucaia. Nota-se a disjunção segundo a foliação (no plano da foto), bem como sistemas de juntas transversais e lineações claras horizontais nos planos de foliação. Morro Grande, a nordeste de Caucaia do Alto.

FOTOMICROGRAFIA 19 - Cristal de biotita em princípio de fragmentação. É o primeiro mineral a responder à cataclase. 192X N+. Amostra 367, 17 km a S de Ibiúna.

FOTOMICROGRAFIA 20 - Fenocristal de feldspato fragmentado, com bordas granuladas. 192X N+. Amostra 367, 17 km a S de Ibiúna.

tinções ondulantes a nicos cruzados, flexão de planos de clivagem ou lamelas de geminação, fraturamento de grãos e desenvolvimento de texturas em moldura.

Epídoto, titanita, mineral opaco, apatita e turmalina permanecem incólumes até estágios avançados de cataclase (Fotomicrografias 22 e 23); acabam por se granular na passagem de milonito para filonito. Talvez, com dimensões maiores, pudessem começar a se fragmentar em estágios menos avançados.

Além de rochas granitóides, rochas metamórficas foram envolvidas no processo de falhamento. Dado o caráter incompetente, os metapelitos não mostram indícios de moagem em faixas como descrevemos; apenas leitos de quartzo ou quartzito se reduzem a massas de aspecto porcelânico.

FOTOMICROGRAFIA 21 - Porfiroclasto de plagioclásio no milonito.
192X N+. Amostra 129, Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraí.

FOTOMICROGRAFIA 22 - Na faixa mais escura, turmalina, apatita, minerais opacos, titanita e epidoto se mantêm ainda incólumes à cataclase.
192X N+. Amostra 130. Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraí.

FOTOMICROGRAFIA 23 - Cristais de titanita ainda preservados na matriz finamente moída.
480X N+. Amostra 129. Falhamento de Caucaia, a Sul de Tapiraí.

CAPÍTULO 7 - ANÁLISE DA ESTRATIGRAFIA

TRIPARTIÇÃO DO PRÉ-CAMBRIANO

Coube a *Moraes Rego (1933)* distinguir a Série São Roque, incluindo os epimetamorfitos de idade algonquiana a oeste da Capital paulista, e o Complexo Cristalino, arqueano, compreendendo as rochas gnáissicas do Estado de São Paulo.

Cita ele que F.P. de Oliveira teria em 1889 se referido a uma Série da Serra de São Francisco e que L.F. Gonzaga de Campos, na mesma ocasião, teria usado a designação Série de São Roque. Esses autores, porém, não se referiram a uma unidade estratigráfica, nem usaram a qualificação de Série; tão somente fizeram menção aos xistos que ocorrem nas regiões da Serra de São Francisco e de São Roque.

No Estado do Paraná, uma divisão análoga foi estabelecida por *Oliveira (1925)*, que posteriormente introduziu a designação Série Açungui (*Oliveira, 1927*). *Oliveira e Leonardos (1943)* atribuem autoria desse nome a Derby em 1878, mas este apenas se referiu aos xistos da região de Açungui, correlacionando-os à Série Minas.

A definição das duas séries levou a uma discussão sobre as relações entre elas. *Moraes Rego (1933)* admitiu-as como contínuas através do vale do rio Ribeira de Iguape, com o que concordaram *Carvalho e Pinto (1937)*. Apesar disso, *Oliveira e Leonardos (1943)*, à luz dos dados então disponíveis, preferiram manter o nome São Roque no Estado de São Paulo e essa distinção geográfica foi respeitada no Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1963).

Mais recentemente voltou-se a considerar uma só unidade com o nome Açungui, atribuindo-lhe prioridade em relação à denominação São Roque.

Marini et al. (1967) e *Hennies et al. (1967)*, diante do que estabelece o Código de Nomenclatura Estratigráfica (American Commission of Stratigraphic Nomenclature, 1961), preferiram utilizar a unidade litoestratigráfica Grupo, já que a Série é unidade cronoestratigráfica relacionada a uma época geológica.

O estudo de *Hennies et al. (1967)* descrevendo o Falhamento de Taxaquara, com rejeito presumido superior a 150 km, fizeram *Hasui et al. (1969)* voltarem à designação Grupo São Roque para os epimetamorfitos a norte daquele falhamento. Não haveria simples continuidade física entre a unidade São Roque e a Açungui e sugeriram que aquele nome deveria ser mantido até que se comprovasse a efetiva correlação com o Grupo Açungui.

Os nomes Complexo Cristalino, Migmatítico, Gnáissico e Brasileiro vêm sendo usados desde o século passado, incluindo generalizadamente as rochas gnáissicas de toda parte.

Na região de São Paulo, *Moraes Rego (1933)* considerou como Complexo Cristalino as litologias gnáissicas. No Estado do Paraná, *Fuck et al. (1967)* e *Fuck et al. (1971)* consideraram-no como mais antigo e incluindo todos os migmatitos, enquanto os ectinitos pertenceriam ao Grupo Açungui. No Vale do Ribeira, *Melcher et al. (1973)* mapearam áreas migmatíticas e, sem diferenciá-las, consideram-nas em parte como integrantes do Grupo Açungui e em parte mais antigas, do Pré-Cambriano Médio ou Inferior.

Na área em foco, *Moraes Rego (1933)* mostrou existir no vale do rio Juquiá uma seqüência de xistos, com intercalações de gnaisses, incluindo estes últimos no Complexo Cristalino. Para ele, os xistos seriam apenas termos metamórficos mais evoluídos, correlacionáveis com os epimetamorfitos Açungui.

No Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1963,

1:1.000.000) esses xistos acham-se indicados, mas na legenda foram discriminados à parte, sem pertencerem ao Complexo Cristalino nem ao Grupo São Roque.

A relação entre o Complexo e o Grupo Açungui tem sido objeto de discussão. *Moraes Rego (1933)*, afirmava que o contato nunca é nítido: "há passagens graduais ou são formações separadas por granitos posteriores à mais moderna". *Melfi et al. (1965)* no Vale do Ribeira assinalaram passagens graduais dos ectinitos para os migmatitos, o que *Melcher et al. (1973)* confirmam.

No Estado do Paraná, *Marini et al. (1967)* acham que a passagem se dá através de falhas; nos locais onde o contato parece ser normal, as observações não foram esclarecedoras. Chamam atenção para a similaridade de estruturas e de grau metamórfico nos dois lados dos presumidos contatos normais, dando a entender que seria possível passagem gradual.

A relação entre o Complexo e o Grupo São Roque (*Hasui et al., 1969*) se daria através de enormes zonas de falha. O mesmo foi observado por *Coutinho (1972)* na região de São Paulo.

A tripartição do Pré-Cambriano assim posta, poderia ser reconhecida na área ora estudada. Assim, teríamos os Grupos São Roque e Açungui separados pelo Falhamento de Taxaquara e o Complexo Cristalino incluindo todos os migmatitos descritos ou parte deles.

Todavia, os dados apresentados anteriormente não justificam essa tripartição.

O exame do paleossoma dos migmatitos mostra que ele é essencialmente constituído de metapelitos e metapsamitos, inclusive com alternâncias rítmicas. Intercalações existem de unidades calco-silicáticas, derivadas de antigos sedimentos calcários impuros ou margas, e unidades metabásicas introduzidas antes do metamorfismo na seqüência metapelítica/

/metapsamítica.

O Grupo Açungui (no sentido de *Marini et al.*, 1967) presente na região de Pilar do Sul, se constitui essencialmente de metapelitos e metapsamitos, que exibem estratificação rítmica. Corpos de rochas calcárias e calco-silicatadas aparecem mais a sudoeste na Folha de Capão Bonito (*Bettencourt et al.*, 1971). Metabasitos existem, intercalados na seqüência metapelítica/metapsamítica.

No Grupo São Roque (sentido de *Hasui et al.*, 1969) também observamos essencialmente metapelitos e metapsamitos (Fotos 1 e 2). Rochas calcárias e calco-silicatadas estão presentes, assim como corpos metabásicos.

Como se vê, em termos litológicos, nenhuma diferença há a se consignar.

Sob o ponto de vista de metamorfismo, observa-se que há um acréscimo de grau ao se dirigir de norte ou de oeste para sudeste, o que sugere tratar-se de uma faixa metamórfica simples.

Quanto ao magmatismo as unidades presumidas, em nada se diferenciam. Corpos constituídos por "granitos tipo Pirituba" se distribuem generalizadamente, com as mesmas características.

Geocronologicamente, como veremos adiante, os resultados disponíveis são concordantes em granitos, anfibolitos, xistos e metabasitos das três entidades. É verdade que nenhum estudo específico à área foi feito, mas amostras dela procedentes foram incluídas nos estudos divulgados e não há razões para separar as três unidades.

Sob o ponto de vista estrutural, como veremos há uma diferença entre Açungui e São Roque, mas não entre Açungui e migmatitos. Essa diferença se refere a estilos de dobramento, mas ela não implica em diferentes unidades estratigráficas.

Assim sendo, consideramos todas as litologias descritas sob o nome Grupo Açungui, e assim fizemos constar nos mapas geológicos anexos.

SUBDIVISÕES DO GRUPO AÇUNGUI

A subdivisão estratigráfica dos metamorfitos tem esbarrado com as dificuldades criadas pelas freqüentes intrusões, pelos falhamentos, pela variação do grau de metamorfismo e pelo dobramento complexo.

No Estado do Paraná, *Bigarella e Salamuni* (1956, 1958) reconheceram três formações: Setuva, Capiuru e Votuverava. Esse esquema foi mantido pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, com o acréscimo de uma quarta formação, Águas Claras (*Marini et al.*, 1967).

A Formação Setuva inclui gnaisses, xistos, quartzitos e raros mármore, metamorfisados em fácies albita-epídoto-anfibolito e anfibolito. Não se sabe ao certo se suas rochas "estão mais intimamente associadas aos migmatitos que ocorrem a sudeste da área de distribuição do Grupo Açungui, do que propriamente às seqüência superiores desse grupo" (*Marini et al.*, 1967). *Ebert* (1971) acha que a parte basal dessa unidade não faz parte do Grupo Açungui e denominou-a Pré-Setuva. No topo, a Formação Setuva passa gradualmente para a Formação Capiuru. *Fuck et al.* (1971) acham que a Formação toda talvez tenha se formado num ciclo mais antigo do que o que gerou o Grupo Açungui.

A Formação Capiuru constitui-se de dolomitos interdigitados com quartzitos e filitos, metamorfisados em fácies xisto verde. Contém estruturas relacionadas a algas. No topo, ela é coberta discordantemente pela Formação Votuverava, mas inversões são reconhecidas e atribuídas a falhas.

A Formação Votuverava, a mais espessa, constitui-se de filitos e subordinadamente calcários quartzitos e conglo

merados, metamorfisados em fácies xisto verde. No topo, é sobreposta pela Formação Águas Claras através de aparente discordância. A última formação se constitui de calcários e fito-calcários.

Marini et al. (1967) procuraram associar as formações com o esquema de *Beloussov* (1962). A Formação Setuva corresponderia à seqüência terrígena inferior, enquanto a Capi ru seria a seqüência carbonatada. A seqüência terrígena superior compreenderia as Formações Votuverava e Águas Claras.

No Vale do Ribeira, *Melcher et al.* (1973) reconheceram uma discordância angular entre as Formação Setuva e Capi ru, mas, de resto, os contatos seriam tectônicos. Nos mapas referentes ao Projeto Ribeira foram divulgados, em escala de 1:200.000, por *Melcher et al.* (1971), *Bettencourt et al.* (1971) *Gomes et al.* (1971), *Cordani et al.* (1971), *Cordani* (1971a) e *Gomes et al.* (1971a) e neles não é feita a subdivisão estratigráfica.

Nos metamorfitos a norte do Falhamento de Taxaquara, *Hasui et al.* (1969) consideraram difícil a subdivisão pela falta de horizontes-guia contínuos e pela dominância de metapelitos intensamente deformados que impossibilitam a reconstituição das estruturas.

Y. Hasui, W.T. Hennessey, G.R. Sadowski e G.F. Fuck (inédito), em investigação mais detalhada na área do Sindaí rio de Pirapora, entre Araçariguama e Caieiras, julgam que as ocorrências calcárias lenticulares, entremeadas em metapelitos, configuram um nível estratigráfico. Já *Moraes Rego* (1933) achava que os calcários corresponderiam a um horizonte repetido no terreno graças ao tectonismo. Abaixo dele situam-se filitos e lentes de quartzito, tão possantes quanto as que sustentam o Morro do Boturuna. Acima aparecem metapelitos e metapsamitos em seqüência rítmica. O metaconglomerado reconhecido por *Hasui et al.* (1969) na Estrada de Itu lo

calizar-se-ia na base desse pacote superior. Se considerar mos o modelo de *Beloussov (1962)*, as três seqüências citadas teriam correspondência com a terrígena inferior, a carbonata da e a terrígena superior. Faltam as seqüências lagunar e de molassa.

Dentro dessa ordem de idéias, ao se examinar à volta do Maciço de São Roque, podemos observar a seqüência carbonatada em posição proximal. Corpos isolados de rochas calcossilicatadas no interior do maciço foram constatados por *J. S. Bettencourt (comunicação pessoal)*. Distalmente, os metapelitos e metapsamitos rítmicos têm franco desenvolvimento (Fo tos 1 e 2).

No canto nordeste da Folha de São Roque, a seqüência calcária (rochas calcossilicatadas descritas anteriormente, calcário da Pedreira Santa Rita) recobrem metapelitos da se qüência terrígena inferior. Estes reaparecem a sul de Araça riguama.

Na região de Pilar do Sul observam-se, na maior par te da área, metapelitos e metapsamitos da seqüência superior, caracterizada pelo ritmismo de camadas e lâminas. Eles são atribuíveis à Formação Votuverava e transicionam para os xis tos a leste de Pilar do Sul, os quais corresponderiam à For mação Setuva. Falta aí a seqüência carbonatada.

Cumpre lembrar que os estudos em seqüências geossin clinais, sobretudo nas alpinas, mostram que a subsidência não se dá de modo uniforme nem continuamente em toda a faixa lã bil. *Auboin (1965)* acha que há um polaridade desses movimentos de tal sorte que as seqüências depositadas são unidades litoestratigráficas discordantes com unidades cronogeológicas. Nessas condições, não é possível considerar-se as seqüências em termos de simples superposição. Aliás, *Petri e Suguio (1969)*, após minucioso estudo no Vale do Ribeira, sugerem con temporaneidade e interdigitações entre as Formações Votuvera

va e Capiru-Itaiacoca.

No tocante a contatos entre sub-unidades, ainda há que se lembrar o quase absoluto predomínio de metapelitos, que são rochas incompetentes na deformação. As intercalações competentes têm extensões e espessuras as mais variadas. As mais espessas se deformam e impõem seu estilo às rochas incompetentes adjacentes. As mais delgadas antes de imposição, passam a se comportar como subordinadas (*Beloussov, 1962*). Dentro de um contexto de deformação como esse, difícil é constatar-se a existência de discordâncias.

Quanto às espessuras, só podemos medi-las localmente em camadas competentes, que são simples intercalações. O dobramento complexo de uma seqüência essencialmente metapelítica não possibilita sequer avaliações de espessuras. As citações de 5 000 a 7 000 m no Paran (*Marini et al., 1967*) não foram confirmadas por *Petri e Suguio (1969)* no Vale do Ribeira. Na área aqui focalizada parece que espessuras bem menores que aqueles valores são suficientes para explicar as feições observadas.

At agora nos referimos a rochas epimetamorfisadas. Se adentrarmos na rea dos migmatitos, a reconstituio estratigrfica se v dificultada, exigindo investigaes por menorizadas.

Como vimos, possvel em termos gerais reconhecer-se seqncias. Todavia, seus limites no foram ainda estabelecidos com preciso de modo possibilitar o mapeamento. Por isso, nos mapas geolgicos anexos consideramos todos os metamorfitos como compondo o Grupo Aungui, sem introduzir subdivises.

AMBIENTE DE SEDIMENTAO

H um consenso geral quanto s condies marinhas do ambiente de sedimentao. A extenso das camadas, a unifor

midade litológica por extensas áreas, a existência de rochas carbonáticas organógenas e muitas outras feições descritas por *Marini et al.* (1967) e *Petri e Suguio* (1969) não deixam dúvidas quanto a essas condições.

Marini et al. (1967) acham que ambiente nerítico prevaleceu ao tempo de deposição das Formações Capiru e Águas Claras, face à presença de rochas calcárias com indícios fossilíferos, bem como associação da primeira formação com quartzitos, presença de pisólitos e outras feições. Já no tempo de acumulação da Formação Votuverava, a costa estaria mais distante, daí o aparecimento de feições relacionáveis a correntes turvas (estratificação cruzada, gradual e rítmica, etc.).

Petri e Suguio (1969) concluíram no sul do Estado de São Paulo, que a sedimentação se deu em profundidades crescentes de NW para SE, quando da deposição das seqüências terrígena inferior e carbonatada.

As espessuras acumuladas, o dobramento e metamorfismo das camadas e o magmatismo associado são características de faixas dobradas resultantes de evolução de geossinclíneo (Auboin, 1965; Belousov, 1962). Em 1964, Almeida chamou-o Geossinclíneo Paraíba e, mais recentemente, *Almeida et al.* (no prelo) denominam Faixa Dobrada do Ribeira, resultante da evolução de um ortogeossinclíneo no Ciclo Brasileiro.

CAPÍTULO 8 - ANÁLISE DAS ESTRUTURAS

ESTRUTURAS RELIQUIARES

A estratificação dos antigos sedimentos acha-se bem preservada nos ectinitos. Ela se manifesta claramente através de diferenças de granulometria, de texturas, de cor e de composição mineralógica, em todas as rochas metassedimentares.

Laminação cruzada é vista em pequena escala nos leitos de metapelitos, do tipo tangencial, em co-sequências isoladas. Estratificação cruzada do tipo diagonal, em camadas de alguns decímetros de espessura, aparecem ocasionalmente em quartzitos. Por vezes, em lâminas metapelíticas vêem-se ondulações regulares, que lembram marcas de onda.

Tais particularidades das camadas tendem a ser obliteradas com o incremento da recristalização metamórfica. Assim, no paleossoma dos migmatitos somente a estratificação ainda pode ser distinguida.

Destaque merece a já descrita ritmicidade observada em grande parte dos metassedimentos (Fotos 1 e 2). Participam desse ritmismo ou ciclismo:

- 1 - camadas metapsamíticas, sem estrutural gradual;
- 2 - camadas e lâminas metapsamíticas e metapsamíticas argilosas alternadas (Foto 2);
- 3 - lâminas e camadas alternadas metapelíticas, mais e menos quartzosas ou grafitosas (Foto 1);
- 4 - camadas metapelíticas.

São observáveis sucessões com 1-2, 3-4, 2 e 3 nos ectinitos. Nos migmatitos somente as duas últimas são vistas.

Tal característica, de acordo com Bouma (1962) e

Dzulynski e Walton (1965) é típica de depósitos de "flysch".

Petri e Suguio (1969) descreveram seqüências rítmicas ou cíclicas no sul do Estado de São Paulo, bem como estruturas internas, que permitem considerar aqueles metassedimentos como depósitos de "flysch". Lá, eles se superpõem aos calcários.

Esta mesma superposição é clara no Bloco São Roque ou, como diz *Beloussov (1962)*, a seqüência terrígena superior cobre a seqüência carbonatada e é caracterizada pelo desenvolvimento de "flysch".

ESTRUTURAS TECTÓGENAS

FALHAS

Nos Capítulos anteriores já nos referimos às proeminentes zonas de falhamento transcorrente de Taxaquara, Pirapora, São Roque e Caucaia.

O intenso metamorfismo cataclástico produziu rochas com uma foliação conspícua, orientada segundo a direção geral da zona de falhamento e com mergulhos de $70-90^{\circ}$ para um e outro sentido, o que mostra o caráter não planar da faixa. Graças à fissilidade dessas rochas, nas superfícies de disjunção observamos uma lineação bem desenvolvida constituída pela moínha de minerais fragmentados (Foto 7). Essa lineação é paralela à direção geral do falhamento, mas tem inclinações de $0^{\circ}-20^{\circ}$ para um outro sentido, indicando que as fatias individuais de rocha isoladas pelos planos de cisalhamento não se deslocaram uniformemente.

O sentido dos movimentos não pôde ser determinado diretamente ao longo das zonas de cataclase ou adjacências. Os desvios de direções de dobramentos nos metamorfitos que se vêm no canto noroeste da Folha de São Roque e também a E-NE

de Pilar do Sul não têm vinculação com os falhamentos, mas com as intrusões granitóides.

Hennies et al. (1967) com base no esquema de *Moody e Hill (1956)* e considerando o Falhamento de Taxaquara como de primeira ordem, concluíram por seu caráter dextral e esforços principais segundo E-W.

Moody e Hill (1956) examinaram detidamente o sistema de falhamentos da costa oeste norte-americana e elaboraram um esquema geométrico de distribuição de falhamentos de várias ordens, que poderiam ser explicados por um esforço principal N-S (Figura 8). A inferência desses autores quanto à universalidade de esforços N-S mostrou-se inconsistente, mas o esquema parece ser válido (*Badgley, 1965*).

No caso presente, o esquema pode ser perfeitamente aplicado e as falhas conhecidas apresentam concordância com as previstas, como se vê na Figura 9, e só uma possibilidade é viável. Os ângulos são medidos entre segmentos das falhas não próximos às zonas de junção. Assim, o Falhamento de Taxaquara é de primeira ordem e dextral, o de Pirapora é de segunda ordem e sinistral, o de Caucaia é de terceira ordem e dextral e o de São Roque é de segunda ordem e dextral.

Quanto ao rejeito desses falhamentos, não se observou ainda possibilidade de justaposição de eventuais corpos bipartidos. Tal levou *Hennies et al. (1967)* a considerarem 150 km como valor mínimo de rejeito para o Falhamento de Taxaquara.

Quanto à idade dos falhamentos, são eles seguramente pré-Tubarão e pós-granitos pós-tectônicos (*Hennies et al., 1967*). Se considerarmos como *Almeida (1969)* que já no Siluriano imperavam condições ortoplateformais, parece aceitável limitar esses falhamentos ao Cambro-Ordoviciano, quando as condições eram de paraplataforma.

Uma particularidade que merece abordagem aqui diz

Fig. 8 - ESQUEMA DE MOODY E HILL. (CF. BADGLEY, 1965)

Fig. 9 - MOVIMENTOS RELATIVOS DOS FALHAMENTOS DA ÁREA

respeito à relação entre os falhamentos de Taxaquara e Caucaia com as ocorrências de sedimentos terciários.

O Falhamento de Taxaquara estende-se para leste, passando por Barueri e chegando às faldas da Serra da Cantareira (*Hennies et al.*, 1967); daí se prolonga até a região de Mogi das Cruzes (*Coutinho*, 1972) em parte marcando o limite norte da Bacia Sedimentar de São Paulo.

O Falhamento de Caucaia teve seu prolongamento observado por Y. Hasui, G.R. Sadowski, G.F. Fuck, O.R. Obata e C. R. Carneiro (inédito) até a região de Taboão da Serra, com tendência rumo ao centro da Capital paulista, passando a 1,5-2,5 km a sul da Cidade Universitária. Em conexão com esse fato, as seguintes observações podem ser feitas:

1 - *Leinz e Carvalho (1957)* assinalam um acentuado desnível topográfico na região central da Capital paulista;

2 - *Kollert e Davino (1963)* verificaram por métodos geofísicos a existência de desníveis abruptos que atribuíram a uma tectônica de blocos;

3 - *Coutinho (1972)* reconheceu o que chamou de Faixa Gnáissica Intermediária e que corresponde ao Bloco Cotia aqui descrito. Essa faixa se expõe em manchas nos bairros de Campos Elíseos, Perdizes e Pacaembu. O limite sul da Faixa seria uma linha que corresponde exatamente ao Falhamento Caucaia aqui descrito.

Parece, então, que o Falhamento de Caucaia termina de encontro ao Falhamento de Taxaquara, dando ao Bloco Cotia a forma de cunha. Essa zona de junção estaria na altura de Santana e daí para nordeste outros falhamentos já foram reconhecidos (*Coutinho*, 1972; *Almeida*, 1955). Aparentemente, a Bacia de São Paulo se implantou em uma zona de convergência de falhamentos e não é estranho considerar-se uma origem tectônica, como sugerido por *Freitas (1951)*.

Quanto às manchas esparsas de sedimentos terciários

a oeste de São Paulo, *Hasui et al.* (1969) admitiram reativações de falhas antigas para explicar sua distribuição. Situação análoga se verifica no Bloco Cotia como já enunciamos antes, sugerindo seu abatimento. Todavia, como frisamos, um controle litológico da drenagem também pode explicar aquela distribuição mostrada na Figura 7.

Além desses enormes falhamentos, aparecem por toda área falhas pequenas, com faixas milimétricas ou centimétricas de rochas cataclásticas associadas. Na maior parte, por suas atitudes, parecem vincular-se aos sistemas de juntas de cisalhamento que descreveremos em seguida. Os rejeitos são desde submilimétricos até decamétricos. Uma falha de certo porte parece existir no Vale do rio São Lourenço, que teria promovido o desvio das estruturas dos migmatitos.

JUNTAS

As observações em afloramentos mostram que sistemas subverticais (Foto 8) e subhorizontais de juntas estão sempre presentes nas áreas de metamorfitos. Constata-se ainda no terreno que vales e cristas retilíneos têm orientação em grande parte concordantes com os sistemas subverticais.

Para uma definição mais precisa desses sistemas de juntas, escolhemos quatro áreas sobre o mapa de lineamentos fotogeológicos que pudessem ser consideradas homogêneas e nelas efetuamos estudos estatísticos. A Figura 10 mostra essas áreas, designadas 1, 2, 3 e 4 para facilidade de exposição. Os resultados estão representados nas Figuras 11, 12, 13 e 14, respectivamente para essas áreas. Os diagramas são do tipo π , isto é, representam projeções de polos das normais aos planos no hemisfério inferior da esfera de referência, usando o reticulado de Schmidt-Lambert (igual área). Os polos não se acham representados, mas as densidades de distri

FOTO 8 - Sistemas de juntas em quartzito. O sistema subvertical mostrado é perpendicular à xistosidade; nota-se também um sistema de baixo mergulho. Rodovia Raposo Tavares, km 83, a 3 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

Fig. 10 - DOMÍNIOS HOMOGÊNEOS ESCOLHIDOS PARA ANÁLISE ESTRUTURAL

Fig. II - DIAGRAMA π DE JUNTAS DA ÁREA I

Fig. 12 - DIAGRAMA π DE JUNTAS DA ÁREA 2

334 polos

Fig. 13 DIAGRAMA TI DE JUNTAS DA ÁREA 3

1052 polos

Fig. 14- DIAGRAMA π DE JUNTAS DA ÁREA 4

buição estão indicadas pelas curvas de isofreqüência.

Embora com diferenças de aspecto, em todos os quatro diagramas observamos a presença de um sistema de juntas sub horizontais e quatro sistemas subverticais.

A Tabela 15 mostra as atitudes preferenciais de cada um desses sistemas.

A qualificação dos sistemas podemos fazê-la após exa minarmos outros tipos de estruturas.

XISTOSIDADE

Por xistosidade entende-se aqui a orientação planar de minerais placóides ou prismáticos e de agregados de grãos (*Billings, 1954*). Corresponde às foliações plano-axial e pa ralela à estratificação de *Whitten (1966)*, à clivagem de flu xo e à clivagem ardosiária de outros autores. Ela se desen volve por metamorfismo dínamo-termal.

A xistosidade aparece de maneira destacada nas ro chas metapelíticas, mas em outros tipos litológicos também é observável, graças a grãos de quartzo achatados e a pequenas quantidades de micas.

Nas áreas 1, 2, 3 e 4 (Figura 10) foram realizados estudos estatísticos.

Na área 1, a xistosidade se apresenta coincidente com a antiga estratificação, no paleossoma dos migmatitos. O aca mamento, como já dissemos, é visível graças à alternância de metapelitos de diferentes texturas, cor, composição ou granu lação e à alternância de camadas de metapelito e metapsamito. As atitudes no diagrama π definem uma guirlanda (Figura 15), indicando que ambos, a xistosidade e o acamamento, formam do bras cilíndricas.

Na área 2, também há coincidência de xistosidade e aca mamento reliquiar e o diagram π (Figura 16) é análogo ao

TABELA 15
SISTEMAS DOMINANTES DE JUNTAS

Área	Sistema principal	Sistemas subordinados
1	N30W 88NE (T)	N64E 88SE (P)
		N16E 87NW (O)
		N65W vert (O)
		N12E 08SE (H)
2	N17E 73NW (O)	N17W 76NE (T)
		N87E vert (O)
		N64W vert (P)
		N40E 03NW (H)
3	N38W vert (T)	N67E 68NW (P)
		N68W vert (O)
		N20E vert (O)
		N23W 24SW (H)
4	N43W 84SW (T)	N50E 82NW (P)
		N15W 82NE (O)
		N80W 89SW (O)
		N43W 04NE (H)

T - Sistema transversal à xistosidade.

P - Sistema subparalelo à xistosidade.

O - Sistema oblíquo à xistosidade.

H - Sistema subhorizontal.

Fig. 15 DIAGRAMA π DE XISTOSIDADE E ACAMAMENTO
RELIQUIAR COINCIDENTES DA ÁREA I

Fig. - 16 DIAGRAMA π DE XISTOSIDADE E AÇAMAMENTO
RELIQUIAR CONCORDANTES DA ÁREA 2

112 polos

da área anterior, diferindo apenas na orientação da guirlanda. Tais diagramas são idênticos àqueles apresentados por Coutinho (1972) para a região de Itapeçerica da Serra/Embu/Represa de Guarapiranga.

Na área 3, a xistosidade e o acamamento são concordes em muitos afloramentos e discordantes em outros (Foto 9). O diagrama π da Figura 17 refere-se à estratificação reliquiar, notando-se que ela delinea uma guirlanda, que traduz dobras cilíndricas. O diagrama π da Figura 18 corresponde à xistosidade; é ele do tipo axial e indica que a xistosidade tem atitude plano-axial nas dobras.

Na área 4, a xistosidade e o acamamento se apresentam coincidentes e o diagrama π da Figura 19 mostra que define uma guirlanda, tal como nas áreas 1 e 2.

Na Tabela 16 são apresentadas as atitudes dos eixos das guirlandas e as atitudes dominantes da xistosidade. Os eixos das primeiras são eixos β que devem corresponder a eixos b ou B (lineações paralelas aos eixos das dobras e eixos reais das dobras). As atitudes dominantes da xistosidade nos fornecem os sentidos da vergência (Auboin, 1965).

TABELA 16

EIXOS DE GUIRLANDAS E ATITUDES DOMINANTES DE XISTOSIDADE

Área	Eixo da guirlanda	Xistosidade
1	N70E 07SW	N70E 89SE
2	N22E 08SW	N22E 74NW
3	N58E 15SW	N58E 83NW
4	N53E 04SW	N53E 84NW

FOTO 9 - Xistosidade subvertical discordante com a estratificação mergulhando fortemente para a direita. Rodovia Raposo Tavares, km 82, a 4 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

Fig. 17 - DIAGRAMA π DO ACAMAMENTO DA ÁREA 3

145 polos

Fig. 18 - DIAGRAMA π DE XISTOSIDADE DA ÁREA 3

Fig. 19 DIAGRAMA π DE XISTOSIDADE E ACAMAMENTO
RELIQUIAR COINCIDENTE DA ÁREA 4

122 polos

As Figuras 20, 21 e 23 são diagramas representando planos axiais das dobras e atitudes de seus eixos. (diagramas combinados de π e B), e dizem respeito às áreas 1, 2 e 4, respectivamente. A Figura 22 refere-se à área 3; é um diagrama combinado de π , B e b, representando planos axiais das dobras, eixos de dobras (B) e lineações paralelas a eixos de dobras (b).

Confrontando-se as atitudes dos eixos das guirlandas (Tabela 16) com as atitudes dos eixos de dobras vemos que há concordância perfeita; as dobras são subhorizontais.

Se confrontarmos as atitudes dominantes da xistosidade da Tabela 16 com as atitudes dominantes de planos axiais de dobras, vemos também perfeita concordância.

O paralelismo entre a xistosidade e a estratificação reliquiar verificado nas áreas 1, 2 e 4, merece aqui uma observação. Whitten (1966) classifica essa feição como foliação paralela à estratificação e corresponde à clivagem de acamamento de alguns autores. Ela foi primeiramente verificada por R.A. Daly na segunda década do século, na região de Shuswap (Colúmbia Britânica, Canadá) e ele atribuiu sua origem a metamorfismo de carga. Observações análogas em outras regiões foram feitas por vários autores e a idéia de metamorfismo de carga prevaleceu até meados do século, quando em 1958 A.G. Jones (in Whitten, 1966), através de mapeamento detalhado, mostrou que as observações de Daly se referiam a flancos ondulados de dobras isoclinais recumbentes e que a xistosidade é na realidade do tipo plano-axial. De lá para cá vários estudos verificaram situações análogas em outras regiões.

Hoje aceita-se que a xistosidade pode se desenvolver por ação de carga somente em situações particulares, como no caso de desenvolvimento de texturas belteropóricas ou de dobramento flexural envolvendo delgadas intercalações incompetentes entre camadas competentes (Whitten, 1966). De resto,

Fig. 20 - PLANOS AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS
DA ÁREA I

- Eixos de dobras
- Planos axiais

Fig. 2I - PLANOS AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS DA ÁREA 2

Fig. 22 - PLANOS AXIAIS, EIXOS DE DOBRAS E LINEAÇÕES b DA ÁREA 3

Fig. 23 - PLANOS AXIAIS E EIXOS DE DOBRAS DA ÁREA 4

porém, a concordância xistosidade/estratificação é produzida por redobramentos.

FOLIAÇÃO DE CRENULAÇÃO

A foliação de crenulação refere-se a sistemas de planos de cisalhamento, com espaçamentos microscópicos a milimétricos, que afetam a rocha (*Whitten, 1966*). Sua presença é facilmente constatada pelas deformações que acarreta na xistosidade. Corresponde à clivagem de deslramento (*Billings, 1954*), clivagem de cisalhamento (*Mead, 1940*), clivagem cataclástica (*Knopf, 1931*) e clivagem de transposição (*Weiss, 1949*).

A evolução dessa foliação foi bem esquematizada por Hoeppener (*in Sitter, 1964*), conforme se vê na Figura 24. Diferentes estágios dessa evolução são observados na área aqui focalizada; três são mostrados nas Fotomicrografias 24 e 25.

Manifestam-se em metapelitos dos quatro blocos, gerando microcorrugações até dobras de amplitude e comprimento de onda decimétricos, com os planos de cisalhamento ocupando posição plano axial (Fotos 10 e 11). As transposições da xistosidade ocasionalmente avançam além das situações mostradas na Figura 24, chegando até a se completar, como mostra a Fotomicrografia 26. Resulta então uma nova xistosidade discrepante da regional (*Whitten, 1966*). Essa transposição não foi acompanhada de recristalização.

Freqüentemente, a foliação é tão bem desenvolvida que a fissilidade da rocha se manifesta preferencialmente através dela em vez de incidir ao longo da xistosidade ou da estratificação.

A transposição se deu posteriormente à formação dos porfiroblastos da moscovita, pois estes mostram deformações,

Fig. 24- DESENVOLVIMENTO DA FOLIAÇÃO DE CRENULAÇÃO

FOTOMICROGRAFIA 24 - Filito com foliação de crenulação incipiente. Notam-se faixas e cristais de pirita cristalizados ao longo dos cisalhamentos e da xistosidade. 480X N+. Amostra 223, 6 km SE de Pilar do Sul.

FOTOMICROGRAFIA 25 - Filito com foliação de crenulação mais desenvolvida. A transposição se completou ao longo de faixas (planos de cisalhamento), gerando uma nova xistosidade. 192X N+. Amostra 152, 15 km SSE de São Miguel Arcanjo.

FOTOMICROGRAFIA 26 - Filito com foliação de crenulação, bem evoluida. A transposição foi total. 480X N+. Amostra 150, 15 km SSE de São Miguel Arcanjo.

FOTO 10 - Foliação de crenulação (S_2) em metapelitos rítmicos. Rodovia Raposo Tavares, km 80, a 6 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

FOTO 11 - Foliação de crenulação em metapelitos rítmicos. Os pequenos anticlinórios e sinclinórios resultam da transposição. Rodovia Raposo Tavares, km 80, a 6 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

como se vê nas Fotomicrografias 27 e 28. Na Fotomicrografia 29 a transposição incidiu num conjunto de porfiroblastos e eles estão praticamente alinhados segundo os planos de cisalhamento, obviamente configurando uma nova xistosidade à rocha. Observa-se que os porfiroblastos não são truncados, mas simplesmente são levados a sofrer rotações; os planos de cisalhamento inclusive sofrem desvios de modo a contorná-los.

Nesta oportunidade, não procuramos definir a foliação de crenulação em termos quantitativos: limitamo-nos a observar sua presença e seus efeitos. Todavia, não são observados sistemas conjugados de planos de transposição e o sistema presente parece ser paralelo ao sistema NW de juntas (de cisalhamento, como veremos).

LINEAÇÕES

Vários tipos de lineações são observados na área estudada. Já nos referimos às lineações desenvolvidas nas zonas de falhamento, pela moínha de minerais triturados.

Outro tipo de lineação é dado pela interseção de estruturas planares. O caso mais importante é o da xistosidade plano-axial e o acamamento reliquiar, cuja interseção dá uma linha (lineação b) paralela ao eixo da dobra (lineação B). Outras feições planares (juntas, foliação de transposição, etc.) também se intersectam segundo linhas, mas essas não foram objeto de medições no campo.

Cabe destacar que a fissilidade das rochas pode ser dada pelo acamamento reliquiar, pela xistosidade e pela foliação de crenulação. Na superfície de disjunção, as lineações correspondentes a interseções são sempre bem visíveis.

Um outro tipo de lineação é desenvolvido por minerais prismáticos. É o que se observa nos anfibolitos, com os prismas de hornblenda em textura nematoblástica, desenvolvemdo uma lineação b.

FOTOMICROGRAFIA 27 - Porfiro
blasto de moscovita dis-
cordante com a xistosida
de do micaxisto, sofren
do rotação devida a
transposição.
192X N+.Amostra 177, 15
km SSE de Ibiúna.

FOTOMICROGRAFIA 28 - Porfiro
blasto de moscovita dis-
cordante da xistosidade,
sofrendo rotação devida
a transposição. Os pla-
nos de cisalhamento se
encurvam (traços escuros
na parte inferior da fo-
to).
192X N+.Amostra 318, en-
trada de Juquitiba pela
BR-116.

FOTOMICROGRAFIA 29 - Porfiro
blastos de moscovita
transpostos totalmente
ou quase totalmente. Os
planos de cisalhamento
são subhorizontais na fo-
to.
192X N+.Amostra 175, 15
km SSE de Ibiúna.

Por fim, temos as lineações correspondentes a elementos geométricos de estruturas. Eixos de dobras (lineação B), eixos de crenulações, eixos de dobras de arrasto (lineação b) e eixos de boudins (lineação b) de quartzito e quartzitos calco-silicáticos, são observados com frequência.

Nos diagramas das Figuras 20, 21 e 23, as lineações representadas são as de tipos B, enquanto na Figura 22 foram lançados b e B.

DOBRAS

As dobras observadas na área são classificáveis em duas categorias (*Donath e Parker, 1964*):

1 - dobras de flexão, em que as camadas se deslocam umas em relação às outras através dos planos de estratificação;

2 - dobras de cisalhamento, em que as camadas são deslocadas por transposições ao longo de sistema de planos paralelos.

O primeiro tipo é, de longe, o mais importante. Elas têm dimensões variáveis desde microscópicas até decaquilométricas, escalonáveis em várias ordens.

As dobras maiores (ordem n) são antiformas, em cujo núcleo se introduziram alguns corpos granitóides sintectônicos ou se vêm rochas metamórficas mais transformadas (migmatitos oftalmíticos), e as sinformas entre essas culminações.

A relação entre as antiformas maiores e os corpos sintectônicos é reconhecida de maneira clara pelos seguintes fatos:

1 - presença de faixas de rochas de metamorfismo regional de graus cada vez mais elevados à medida que se aproxima da intrusão. Tal se constata em relação aos corpos de São Francisco e Sorocaba. No Bloco Juquitiba esse fato não

se verifica, pois as encaixantes são rochas desenvolvidas em fácies anfíbolito;

2 - litologias típicas, como da sequência carbonática, presentes de um e outro lado da intrusão alongada, bem como sob forma de tetos pendentes ou xenólitos no corpo intrusivo. Esse fato se observa no Maciço de São Francisco e São Roque.

Quanto aos núcleos de migmatitos oftalmíticos, eles traduzem uma metassomatose mais acentuada, como se mostrou em capítulo anterior. Isso pode ser vinculado a núcleos de culminações estruturais.

Dessa maneira, na área estudada podemos associar o Maciço de São Francisco e o de Sorocaba bem como as faixas de migmatitos oftalmíticos, a grandes estruturas culminantes orientadas segundo o alongamento dos corpos.

Os Maciços de São Roque e de Piedade têm limites, na maior parte, por falhas, de sorte que é difícil inferir o seu alongamento original. No caso do Maciço de São Roque, o mapa apresentado por *Hasui et al.* (1969) mostra que a borda leste descreve um arco com a convexidade voltada para oeste.

Três faixas de migmatitos oftalmíticos terminam no canto sudeste da Folha de São Roque e a elas podemos associar estruturas culminantes.

Quanto aos demais corpos intrusivos do Bloco Juquitiba, somente observamos as formas alongadas segundo a orientação geral dos dobramentos. Nenhuma outra feição se soma para lhes associar estruturas anti-formais.

Uma outra estrutura de grande porte é dada pela enorme faixa de migmatitos estromatíticos embutida no Complexo Piedade, na região de Ibiuna-Aguaçai-Serra de São Sebastião. Ao longo da faixa, as atitudes indicam uma conformação anticlinorial, com eixo geral segundo N45E mergulhando para NE. A zona apical mostra ondulações menores, que são anti-formas e sinformas de menor ordem (ordem $n + 1$), e se acham repre

sentadas na Folha de São Roque anexa. Trata-se de um anticlínório desventrado.

No Bloco Ituparanga, as intrusões das Lavras e de Pirapora também são relacionáveis a uma megaestrutura antiformal.

Estruturas sinclinoriais são constituídas pelas faixas que separam os Maciços São Francisco/Sorocaba e São Roque/Itaqui. Também na região de Pilar do Sul, conformando-se à borda do Maciço de Piedade, os metamorfitos se fletiram em enorme estrutura sinclinorial. No Bloco Juquitiba, entre as faixas de migmatitos oftalmíticos existem zonas de migmatitos estromatíticos, com quantidades de neossoma variando de maneira a indicar áreas intermediárias menos afetadas, o que nos permite inferir a existência de estruturas sinclinoriais.

Essas estruturas de ordem n acham-se indicadas na Figura 25.

As dobras decamétricas a hectométricas que se reconhecem em afloramentos são de ordem $n + 1$. Elas simplesmente complicam os flancos das estruturas maiores.

Por sua vez, vemos com freqüência em afloramentos, em amostras e ao microscópio ondulações menores (ordem $n + 2$) complicando os flancos das dobras de ordem $(n + 1)$.

Todas as dobras, mesmo em camadas competentes, têm aberturas de baixo ângulo, sendo qualificáveis às vezes como fechadas (30° - 50° de abertura dos flancos) ou isoclinais (flancos paralelos), mas via de regra são cerradas, com 0° - 30° de abertura (Fotos 12 a 17 e Fotomicrografias 30 e 31). A amplitude é bem maior que o comprimento de onda, tendo-se então flancos extensos e zonas apicais restritas. Por isso, em afloramentos é normal encontrarmos porções de flancos, com atitudes quase constantes (Foto 6), e apenas raramente ápices.

As ondulações observáveis são no geral ligeiramente assimétricas, e mais raramente apresentam perfeita simetria

Fig. 25 - DOBRAS MAIORES NA ÁREA ESTUDADA

FOTO 12 - Dobras cerradas em leitos de quartzito intercalados em filito rítmico. Bairro do Leite, Município de Piedade.

FOTO 13 - Dobras cerradas em lente de quartzito intercalada em migmatitos estromatíticos. À direita houve transposição isolando segmentos da lente. Nordeste de Juquitiba, no vale do Ribeirão do Godinho.

FOTO 14 - Dobra cerrada em rocha calcosilicatada.
Rodovia Raposo Tavares, saída de São Ro
que para Mairinque.

FOTO 15 - Anticlinal isoclinal nos migmatitos e gneiss, configurada pela xistosidade e pelo bandejamento. Corte na BR-116, à entrada de Juquitiba.

FOTO 16 - Dobra fechada em ritmito (camadas conspícuas de quartzito e camadas discretas de xisto alternadas). Rodovia Raposo Tavares. Km 83, a 3 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

FOTO 17 - Dobra fechada (à esquerda) ao lado de dobra cerrada (à direita) em filitos rítmicos. A xistosidade se orienta segundo a direção da caneta. Rodovia Raposo Tavares, km 79, a 7 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

FOTOMICROGRAFIA 30 - Dobra isoclinal no paleosso
ma do migmatito estromati
tico do Bloco Juquitiba.
480X N+. Amostra 322, 4 km
a SW de Juquitiba.

FOTOMICROGRAFIA 31 - Dobras fechadas em micaxisto. A esse dobramento parece relacionar-se a rotação da granada da Fotomicrografia 34. 192X N+. Amostra 234, 7 km a ENE de Pilar do Sul.

ou assimetria mais acentuada.

O diagrama de acamamento na área 3 (Figura 17) mostra que as dobras são cilíndricas (*Whitten, 1966*), com flancos de mergulhos predominantemente subverticais. A xistosidade aí (Figura 18) também tem mergulhos subverticais. Ela é do tipo plano-axial, mas dada a semelhança de suas atitudes com as da estratificação, vêmo-las paralelas nos afloramentos ou discordantes segundo pequenos ângulos. Só nos ápices das dobras e suas proximidades é que a discordância se dá em ângulos elevados (Fotos 9 e 17).

Os diagramas das Figuras 15, 16 e 19 indicam que dobras de formas idênticas estão presentes, configuradas pela xistosidade e pelo acamamento. Não observamos nenhum caso de discordâncias entre essas estruturas planares. A Fotomicrografia 32 mostra o ápice de uma dobra, mostrando a flexão de placas de moscovita.

O caráter cilíndrico do dobramento não é perfeito, já que os polos não caem num mesmo círculo máximo, mas apresentam certo grau de dispersão. Isso se deve ao fato de as áreas consideradas não serem rigorosamente homogêneas. Tal fato, porém, não prejudica as conclusões (*Whitten, 1966*).

A orientação dos eixos de dobras, observados ou inferidos através de lineações b, são mostrados nas Figuras 20 a 23. Eles coincidem aproximadamente com os eixos médios das guirlandas. São horizontais e subhorizontais, com direções mais ou menos constantes, isto é, os dobramentos são homomaxiais em cada área analisada.

Quanto aos planos axiais, vemos pelas Figuras 20 a 23, que eles coincidem na maior parte com as atitudes dominantes da xistosidade.

Na área 1 predominam atitudes de xistosidade e acamamento com mergulhos subverticais voltados para SSE, o que traz uma assimetria das dobras nesse sentido. Por sua vez

FOTOMICROGRAFIA 32 - Ápice de dobra cerrada, mostrando placas de moscovita arqueada no paleosso ma de migmatito estromatítico do Bloco Juquitiba.
1200X N+. Amostra 321, 11 km a SW de Juquitiba.

na área 2, o sentido correspondente é WNW. Nas áreas 3 e 4, o rumo é NNW.

Nota-se que o sentido da vergência nas áreas 2, 3 e 4 se volta para o quadrante SE, enquanto na área 1, dá-se o contrário, voltando-se para o quadrante NE.

Essas conclusões, porém, devem ser acompanhadas das seguintes ressalvas:

1 - as atitudes predominantes de xistosidade, acamamento e planos axiais de dobras são subverticais, com pequenos desvios. Na falta de exposições contínuas, pode-se considerar que vícios de amostragem, por menores que sejam, podem modificar os resultados;

2 - as atitudes variam em direção e em sentido, por influência das intrusões granitóides e falhamentos posteriores.

Parece-nos, pois, difícil no momento inferir um sentido de vergência; diríamos até que ela se mostra indefinida.

No dobramento, as camadas, mesmo as mais competentes (quartzitos, como nas Fotos 12 e 13, rochas calcosilicatadas, como na Foto 14), se comportaram similarmente, com adelgaçamento nos flancos e espessamento nos ápices. Apenas ocasionalmente se vêem dobras concêntricas em camadas de quartzito; aí as intercalações metapelíticas exibem dobras de arrasto ou parasíticas. Quando se trata de intercalações restritas de quartzito em metapelitos, ambos exibem perfis diferentes de dobras, com o material menos competente mostrando padrões mais complicados de ondulações (dobras desarmônicas).

Quanto às dobras de cisalhamento, geradas pela foliação de crenulação, são sempre de pequeno porte, microscópicas a centimétricas. O processo afeta a xistosidade e a estratificação, introduzindo padrões complexos.

Como já vimos, a transposição pode evoluir até a situação de criar nova xistosidade.

QUALIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DE JUNTAS

Examinadas as atitudes dos sistemas de juntas, da xistosidade, dos planos axiais das dobras e dos eixos das dobras, podemos relacionar as juntas com os dobramentos de flexão.

Confrontando os diagramas das Figuras 11 a 14 com os das Figuras 15 a 23 infere-se que:

1 - um sistema de juntas subverticais é paralelo à xistosidade na área 3 e ao plano axial das dobras das demais áreas. São juntas longitudinais em relação aos eixos das dobras (Foto 18);

2 - um sistema de juntas subverticais é subperpendicular à xistosidade na área 3 e ao plano axial das dobras nas demais áreas. São juntas transversais em relação aos eixos das dobras;

3 - dois sistemas de juntas subverticais são oblíquos à xistosidade na área 3 e ao plano axial das dobras nas demais áreas. São juntas diagonais em relação aos eixos das dobras;

4 - um sistema de juntas de baixo ângulo de mergulho está presente em todas as áreas.

Exceto este último sistema que é atribuível a alívio de carga ("sheeting" de *Billings, 1954*), os demais podem ser relacionados com a própria mecânica do dobramento. Os sistemas citados em 1 e 2 são de partição, o primeiro relacionado com a flexão longitudinal e o segundo a arqueamento dos eixos das dobras.

Os dois sistemas citados em 3 são os de cisalhamento conjugados (*Badgley, 1965*). Pequenas falhas, de rejeitos métricos ou menores, são freqüentes e exibem atitudes condizentes com os sistemas de juntas de cisalhamento. Além disso,

FOTO 18 - Juntas transversais à xistosidade (coincidente com a estratificação nesse local). Rodovia Raposo Tavares, km 80, a 6 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

vemos em afloramentos juntas e pequenas falhas paralelas, como na Foto 19. Tais fatos confirmam a qualificação.

ESTRUTURAS INTERNAS DOS MACIÇOS GRANITÓIDES

Nos maciços sintectônicos estão presentes uma foliação pronunciada, dada pela orientação sobretudo de micas, e sistemas de juntas. Os lineamentos fotogeológicos verificados nas suas áreas de exposição foram objeto de exame detido na Pedreira Dipedra (Maciço Sorocaba, em Sorocaba).

O diagrama π da Figura 26 representa as juntas e a foliação observadas. Nota-se que a foliação, apesar de ondulada, tem tendências gerais análogas às da xistosidade na área 3. Os sistemas de juntas coincidem com aqueles da área 3, comparecendo um sistema paralelo, outro transversal, dois oblíquos à foliação com atitudes subverticais. Um sistema de baixo mergulho também está presente. Pequenas zonas de atrito vinculam-se aos sistemas oblíquos, permitindo qualificá-las como de cisalhamento.

Nos maciços pós-tectônicos não foi feito estudo dos lineamentos fotogeológicos. Observa-se que eles existem, mas em baixa densidade.

REGIONALIZAÇÃO DOS DADOS ESTATÍSTICOS

Os dados estatísticos apresentados referem-se às áreas 1, 2, 3 e 4 indicadas na Figura 10.

As medições e observações fora dessas áreas mostram que as relações estabelecidas entre lineamentos fotogeológicos, juntas subverticais e elementos das dobras (orientação de eixos, planos axiais, xistosidade e estratificação) são extrapoláveis regionalmente, embora variem as direções.

Por isso, nos mapas geológicos anexos dois grupos de lineamentos fotogeológicos foram separados: aqueles pertinença

FOTO 19 - Juntas oblíquas à xistosidade (coincidente com a estratificação nesse local); tais juntas frequentemente evoluíram para pequenas falhas. Rodovia Raposo Tavares, km 80, a 6 km de Brigadeiro Tobias para Alumínio.

Fig. 26 - JUNTAS E FOLIAÇÃO DO MACIÇO GRANITÓIDE DE SÃO FRANCISCO

tes às juntas e aqueles que se relacionam com elementos de dobras nos metamorfitos ou com a foliação nos corpos granitóides.

ANÁLISE DO DOBRAMENTO

BLOCOS SÃO ROQUE E ITUPARANGA

Nos Blocos São Roque e Ituparanga, como vimos, as dobras são configuradas pela estratificação (superfícies S_0), com a xistosidade em posição plano-axial (superfícies S_1). As duas superfícies citadas foram afetadas pelo desenvolvimento, em escala reduzida, de uma foliação de crenulação (Superfícies S_2). Temos então, duas fases de deformação (F'_1 e F'_2).

Convém notar que nas dobras cerradas (e, menos freqüentemente, isoclinais e fechadas) com planos axiais subverticais, com flancos extensos e zonas apicais restritas, é muito freqüente vermos segmentos em que S_0 concorda com S_1 . Também em caso de transposição avançada, S_1 pode ser levada a coincidir com S_2 .

Em ambos os blocos, o dobramento é homoaxial ou coaxial (*Whitten, 1966*), e se deu segundo as duas fases de deformação acima citadas.

BLOCOS COTIA E JUQUITIBA

Aqui também os dobramentos guardam coaxialidade por extensas áreas. Deflexões existem, como indicam os lineamentos nos mapas geológicos anexos a leste de Pilar do Sul e nos vale do rio São Lourenço, neste último associado a um presumido falhamento.

O dobramento que se verifica é morfologicamente idêntico àquele dos outros dois blocos, com um importante detalhe diferenciativo: a xistosidade aqui se apresenta concordante com a estratificação reliquiar em todas as observações feitas, isto é, S_0 e S_1 coincidem. Essa concordância já foi citada anteriormente e mostrada nos diagramas das Figuras 15, 16 e 19.

Situações idênticas foram verificadas na Irlanda (*Whitten, 1959*), na Escócia (*Sutton e Watson, 1959; Rast, 1958; Robert e Treagus, 1964*), em Nova York (*Craddock, 1957*), nos Alpes suíços e em rochas antigas da África do Sul (*in Ramsay, 1967*) e estudos de detalhe comprovaram sua relação com redobramento.

Numa primeira fase F''_1 ter-se-iam desenvolvido grandes dobras isoclinais ou cerradas recumbentes. Talvez até nappes tenham sido criados. A xistosidade (S_1) nos flancos dessas dobras guardou paralelismo com a estratificação reliquiar (S_0); nos ápices dessas dobras, porém, deve haver discordâncias. Somente em estudos pormenorizados essas restritas zonas de discordância poderão ser caracterizadas, como o fizeram os citados autores nas áreas por eles estudadas. *Ramsay (1967)* chama atenção para o fato de, em se tratando de dobras de pequena abertura, tornar-se difícil detectar os ápices dessas primeiras dobras.

O reconhecimento de um estilo de dobramento criando dobras recumbentes e até nappes não é de modo algum novidade. Em todas as reconstituições de dobramentos tem-se verificado uma fase inicial com esse estilo. Isso é particularmente verdadeiro nas regiões alpinas, onde estudos mais pormenorizados foram realizados. *Auboin (1965)* considera essas estruturas como típicas da zona eugeossinclinal, que se tombam para o lado do miogeanteclíneo, podendo até invadir a zona miogessinclinal.

Chama a atenção o fato de não observarmos nas camadas

das sinuosidades típicas de redobramentos oblíquos ou cruza
dos. Também eixos de dobras são retilíneos e os boudins não
desenvolvem estruturas em "tabletes de chocolate". Tais fa
tos fazem crer que o primeiro dobramento (F''_1) criou dobras
com eixos paralelos aos subseqüentes.

Na segunda fase (F''_2), é que se superimpuseram as do
bras observadas (cerradas, ocasionalmente fechadas e isocli
nais, com planos axiais subverticais), como mostradas nas
Fotos 13 e 15. As superfícies S_0 e S_1 são vistas em con
cordância, inclusive nos ápices das ondulações (Foto 13, Fo
tomicrografia 32).

A Fotomicrografia 34 mostra uma feição textural não
rara nos Blocos Cotia e Juquitiba. Granadas contêm inclu
sões alinhadas segundo direções discordantes com a xistosida
de. Isso indica que a granada cresceu após desenvolvida a
xistosidade e que depois ela sofreu rotação. A Fotomicrogra
fia 34 é um detalhe de flanco de uma dobra e aparentemente
essa rotação se relacionaria com esse dobramento (F_2) mostra
do na Fotomicrografia 31. Como descrevemos antes, às vezes
a granada mostra inclusões helicíticas, sugerindo que a for
mação delas já começara na época de um dobramento anterior
(F_1), durante o qual a xistosidade já se desenvolvera.

Esse tipo de relação tem sido investigada por numero
sos autores, destacadamente por *Zwart (1963)* nos Pirineus,
permitindo relacionar eventos metamórficos e tectônicos. No
caso presente, podemos concluir a seguinte sucessão:

1 - dobramentos F''_1 , com metamorfismo regional desen
volvendo xistosidade plano-axial;

2 - desenvolvimento de granadas que se iniciou ao
fim da fase F_1 ou terminou no começo de F_2 ;

3 - dobramento F''_2 , afetando as dobras anteriormente
criadas. Rotação das granadas.

O modelo de redobramento ($F_1 + F_2$) acha-se esquema-

FOTOMICROGRAFIA 33 - Porfiroblastos de granada poiquiloblastica em micaxisto. O alinhamento das inclusões indica rotação posterior à formação do porfiroblasto; esse movimento parece relacionar-se com o dobramento mostrado na fotomicrografia 31. Note-se seção basal de turmalina euédrica no canto direito inferior.
192X N+. Amostra 234, 7 km a ENE de Pilar do Sul.

FOTOMICROGRAFIA 34 - Porfiroblastos de pirita, no filito. As inclusões de filito guardam a orientação da matriz ondulada anteriormente à formação do porfiroblasto. Porfiroblastos de moscovita cresceram nas zonas de sombra do cristal de pirita. As ondulações do filito são devidas a foliação de crenulação (ver fotomicrografia 24).
480X N+. Amostra 223, 6 km a SE de Pilar do Sul.

Fig. 27 - DOBRAMENTO F_1 E REDOBRAMENTO F_2 SUPERIMPOSTO

tizado na Figura 27.

Por fim, tal como nos Blocos São Roque e Ituparanga, aqui também se desenvolveu a foliação de crenulação, promovendo dobramentos de pequena escala (F_3). É interessante notar que nos dois blocos setentrionais, a crenulação foi de modo geral discreta; no Bloco Cotia já se nota um grau mais avançado e generalizado e no Bloco Juquitiba, a transposição não raramente chegou a se completar, o que indica um aumento de intensidade no rumo SE.

Na Fotomicrografia 34 mostramos uma feição comum nas bordas do Granito de Pilar do Sul. O porfiroblasto de pirita trunca a xistosidade e contém inclusões que guardam a orientação da matriz. Nas zonas de sombra desenvolveram-se porfiroblastos de moscovita. A piritização do xisto é nitidamente posterior ao desenvolvimento da crenulação, como se vê na Fotomicrografia 24. Mesmo na Fotomicrografia 34 os porfiroblastos se desenvolveram na faixa entre dois planos de cisalhamento, os quais são responsáveis pela ondulação da xistosidade.

Dessa feição podemos inferir a seguinte sucessão de eventos:

- 1 - desenvolvimento da crenulação (fase F_3);
- 2 - crescimento dos porfiroblastos, em conexão com a intrusão granítica.

Esses eventos são a continuação daqueles retro-citados e poderiam ser numerados 4 e 5, assim completando o quadro de relações entre alguns eventos metamórficos e o tectonismo.

CORRELAÇÃO DAS FASES DE DOBRAMENTO

As fases de dobramento descritas, podem ser correlacionadas com base nos seus estilos.

Assim, a fase F''_1 dos Blocos Cotia e Juquitiba, caracterizada por dobras recumbentes, isoclinais ou cerradas, não tem correspondência nos dois outros blocos.

Já a fase F''_2 dos dois blocos meridionais e a fase F'_1 dos dois setentrionais se caracterizam pelas dobras cerradas (ocasionalmente isoclinais e fechadas) de planos axiais subverticais.

As fases F''_3 e F'_2 também são análogas, gerando uma foliação de crenulação, mais acentuadas no rumo sudeste.

Podemos, então, como síntese, reconhecer para a área estudada três fases F_1 , F_2 e F_3 sucessivas sendo a primeira restrita aos Blocos Cotia e Juquitiba.

Os eventos metamórficos e magmáticos são relacionáveis a essas fases de deformação através de dados de análise microtextural e de relações de campo.

O metamorfismo regional (M_1) deu-se contemporâneamente a F_1 nos Blocos Juquitiba e Cotia. Já nos Blocos São Roque e Ituparanga, sendo a xistosidade do tipo plano-axial, o metamorfismo regional deve ter-se dado em conjunção com a fase F_2 . No intervalo entre F_1 e F_2 houve formação de porfiroblastos de granada (M_2), a qual ou começou ao fim de F_1 ou terminou no início de F_2 pois há texturas helicíticas ocasionais.

Ao fim da fase F_2 deram-se as intrusões sintectônicas, impondo metamorfismo de contato (M_3) às encaixantes.

Após a fase F_3 é que se deram as intrusões pós-tectônicas, responsável pela incidência de metamorfismo de contato (M_4) nas encaixantes.

Por fim, sobrevieram os falhamentos transcorrentes, resultantes de um novo regime de esforços (fase F_4 de deformação) e que levaram as rochas a sofrerem metamorfismo cataclástico (M_5).

Quanto ao evento retrometamórfico (M_6), ele foi indicado por *Coutinho* (1972) no Bloco Juquitiba. Faltam-nos dados para melhor caracterizá-lo.

Se considerarmos o Falhamento de Taxaquara, com seu rejeito mínimo de 150 km (*Hennies et al.*, 1967) e o seu caráter dextral, concluímos que os Blocos São Roque e Ituparanga originalmente estariam bastante a oeste de sua posição atual. Os demais falhamentos são secundários e não devem ter imposto deslocamentos de tal monta. Adicionalmente, se considerarmos a distribuição de fácies metamórficas, com os Blocos São Roque e Ituparanga mais a oeste, podemos constatar um nítido zoneamento, com litologias da fácies xisto verde a ocidente e da fácies anfibolito a oriente.

Nesse contexto, incluímos agora um zoneamento estrutural. A fase F_1 se restringiu a uma zona oriental, enquanto as fases F_2 e F_3 incidiram em toda a região. Em outros termos, o que *Hasui et al.* (1969) denominaram Grupo São Roque tem uma história tectônica mais simples do que o restante. É possível que no sul do Estado de São Paulo, como no Paraná, as duas zonas estruturais estejam pareadas normalmente, sem interferências de grandes falhamentos.

ESTRUTURAS DA BACIA DO PARANÁ

Na área da Bacia do Paraná que se inclui na Folha de Pilar do Sul, o exame das fotografias aéreas mostra a existência de lineamentos conspícuos, condicionando a drenagem e a forma dos interflúvios. Tais lineamentos estão assinalados na Figura 28.

Nota-se que esses lineamentos são concordantes com aqueles presentes no embasamento, quer no Bloco São Roque, Ituparanga ou Cotia, o que se salienta quando comparamos a rosea da Figura 29 com os lineamentos indicados nas folhas geológicas anexas. Tal concordância dificilmente pode ser

Fig. 29 - ROSÁCEA DOS LINEAMENTOS FOTOGEOLÓGICOS DA
BACIA DO PARANÁ NA FOLHA DE PILAR DO SUL

ESCALA RADIAL 1 cm. = 2,5%

considerada casual; ao contrário, parecem relacionar-se a reflexos de reativações de lineamentos do embasamento.

Na Figura 30 apresentamos um mapa de densidades de lineamentos, expressos em quilômetros de lineamentos por quilômetro quadrado de área. Nota-se que as zonas de maior densidade parecem relacionar-se:

a) com a borda da Bacia do Paraná. No canto noroeste da Folha de Pilar do Sul, as densidades são sensivelmente inferiores, e

b) com uma faixa no prolongamento do Bloco Ituparanga para oeste.

Estudos de áreas maiores se fazem necessários para confirmar essas tendências assinaladas.

CAPÍTULO 9 - ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

Neste trabalho, nenhum dado geocronológico novo é apresentado, mas não é possível deixar de mencionar os resultados já conhecidos, que interessam ao Pré-Cambriano paulista e, mais de perto, à evolução da Faixa Dobrada do Ribeira. Algumas das amostras que foram analisadas, inclusive, provieram da área ora focalizada.

Os estudos de *Cordani e Bittencourt (1967)*, *Cordani e Kawashita (1971)* e *Hasui e Hama (1972)* procuraram estabelecer idades de eventos reconhecidos na Faixa Ribeira. *Melcher et al. (1973)* apresentaram a síntese seguinte, com base naqueles estudos:

- > 650 m.a. - Sedimentação do Grupo Açungui.
- ~ 650 m.a. - Fase "orogenética" principal.
Formação de granitos sintectônicos.
- 600-650 m.a. - Intrusão de granitos tardi-tectônicos.
- ~ 540 m.a. - Intrusão de granitos pós-tectônicos.
- ~ 500 m.a. - Levantamento da cadeia montanhosa e esfriamento regional.

Em que pesem algumas dificuldades interpretativas de alguns resultados, dada a falta de estudos geológicos mais acurados dos corpos geológicos datados, tal esquema tem-se mantido desde o estudo de *Cordani e Bittencourt (1967)*. Indica ele que os eventos são atribuíveis ao Ciclo Brasília no (*Almeida, 1967*), durante o qual se desenvolveu a Faixa Ribeira.

CAPÍTULO 10 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DAS FOLHAS DE PILAR DO SUL E DE SÃO ROQUE

Os dados referentes à litologia mostram que os quatro blocos são essencialmente análogos em sua constituição. Assim, metapelitos e metapsamitos são, de longe, os termos predominantes em toda área; rochas calcárias e/ou calcosilicatadas formam intercalações pouco desenvolvidas e metabasitos constituem ocorrências esparsas. As diferenças são sutis e uma merece destaque: rochas calcárias e/ou calcosilicatadas têm expressão maior no Bloco São Roque, inclusive merecendo representação nos mapas geológicos anexos; estão ausentes no Bloco Ituparanga e formam ocorrências muito discretas nos Blocos Cotia e Juquitiba.

Pela análise do metamorfismo, vimos que rochas da fácies xisto verde comparecem nos Blocos São Roque, Ituparanga e parte ocidental do Bloco Cotia. No Bloco Juquitiba e na parte oriental do Bloco Cotia aparecem termos da fácies anfibolito. Lá as rochas são ectiníticas e aqui são migmatitos de estrutura estromatítica ou oftalmítica.

As litologias descritas não diferem entre si a não ser quanto ao grau de metamorfismo e à migmatização e não há razão para considerar os migmatitos como uma unidade à parte sob o nome Complexo Cristalino. Todos os metamorfitos da área integram uma só unidade estratigráfica, o Grupo Açungui.

Em termos de subdivisão estratigráfica podemos efetivamente reconhecer uma seqüência metapelítica com intercalações lenticulares metapsamíticas, sotoposta a um pacote de metapelitos com intercalações calcárias/calco-silicatadas. No topo, está presente um conjunto de metapelitos e metapsamitos com estrutura rítmica ou cíclica; esta unidade constitui cerca de 90% dos metamorfitos expostos. Essas seqüências todavia não têm limites claros, razão porque apontamos as áreas

de incidência, sem distinguí-las nos mapas geológicos anexos. No nível atual de conhecimento esboços, como o da Figura 31, podem ser apresentados, restritos às áreas epimetamórficas.

Essas seqüências corresponderiam à seqüência terrígena inferior, à carbonatada e à terrígena superior de *Beloussov* (1962) e, assim colocadas, podem ser correlacionadas, respectivamente, com as Formações Setuva, Capiru e Votuverava do Estado do Paraná.

Quanto ao magmatismo, três fases foram identificadas: a pré-tectônica, de natureza básica, responsável pela constituição dos corpos metabasíticos que se acham penetrados na seqüência metassedimentar superior; a sintectônica, de caráter ácido, representada por numerosos corpos sintectônicos parautoctones constituídos pelo chamado "Granito" tipo Pirituba; a pós-tectônica representada pelos Maciços de Pilar do Sul, Turvo e Serra do Lopes.

A análise estrutural revela três fases principais de dobramento: na fase F_1 , restrita aos Blocos Juquitiba e Cotia, formaram-se dobras recumbentes (e nappes?) isoclinais ou cerradas; na fase F_2 , as dobras geradas por toda a área são cerradas (às vezes fechadas e isoclinais) com planos axiais subverticais; na fase F_3 , as dobras que se constituíram são microscópicas a decimétricas, geradas por cisalhamentos; tendo uma foliação de crenulação em posição plano-axial. Esta última fase foi também generalizada, mas com maior intensidade para SE.

A análise microtextural indica que o metamorfismo regional (M_1) se deu contemporaneamente à fase F_1 nos Blocos Juquitiba e Cotia e à fase F_2 nos Blocos Ituparanga e São Roque.

Após a fase F_1 desenvolveram-se cristais de granada (evento metamórfico M_2) sob forma de porfiroblastos. Esse processo começou no fim de F_1 ou terminou no começo de F_2 , pois texturas helicíticas chegaram a se desenvolver.

Fig. 31- SUBDIVISÕES DO GRUPO AÇUNGUI NA ÁREA ESTUDADA

No fim da fase F_2 deram-se as intrusões sintectônicas (I_2). A feldspatização tardia começou quando ainda vigiam esforços dirigidos, mas prolongou-se ainda após a dissipação dos mesmos. Metamorfismo de contato (M_3) nas encaixantes se deu em conexão com essas intrusões.

Mais tarde, após a fase F_3 , processaram-se as intrusões pós-tectônicas, que também impuseram transformações de contato (M_4).

Por fim, na história da área se reconhece uma fase de deformação (F_4) importante pelos enormes falhamentos transcorrentes que gerou. As rochas atingidas sofreram metamorfismo cataclástico (M_5) em graus variados, transformando-se em brechas tectônicas, flaser-gnaisses, augen-gnaisses, milonitos, filonitos e ultramilonitos.

Uma fase de metamorfismo diaforético parece ter ocorrido, pelo menos no Bloco Juquitiba (Fase M_6) de acordo com *Coutinho (1972)*.

Com todos esses elementos essenciais e outros anteriormente expostos, somos conduzidos ao seguinte quadro de evolução tectônica da área estudada:

(I)

Inicialmente houve sedimentação, acompanhada de magnetismo básico, num ortogeossinclíneo (*Kay, 1947; Auboin, 1965; Beloussov, 1962*).

Vários modelos de evolução geossinclinal foram já propostos e eles mostram que há peculiaridades distinguindo diferentes geossinclíneos e mesmo partes de um mesmo geossinclíneo. Todavia, os fatos principais e gerais são comuns (*Muratov, 1968; Khain e Muratov, 1968; Hermes, 1968; Mikhaylov, 1970; Gnibidenko e Shashkin, 1970, etc.*) Tal é o caso do estágio de evolução geossinclinal, no qual se ma

nifesta subsidência criando depressões. Estas são preenchidas de sedimentos e se sujeitam a magmatismo, talvez devido ao advento de profundas geofraturas em regime tracional. Esse magmatismo é em geral de caráter básico e/ou ultrabásico, constituindo corpos genericamente denominados ofiólitos (Ustyev, 1970).

(II)

Sobreveio uma fase de dobramento, criando dobras isoclinais ou fechadas recumbentes (e nappes?) nos Blocos Cotia e Juquitiba (fase de deformação F_1). Contemporaneamente se processou metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito (fase de metamorfismo M_1), com desenvolvimento de xistosidade plano-axial. Um processo de formação de granadas teve lugar em seguida (M_2). Não sabemos ainda se ela começou já ao fim de F_1 ou se terminou ao início de F_2 ; uma dessas alternativas explica as texturas helicíticas.

Essa série de eventos deve ter-se processado durante a inversão do geossinclíneo. Em todos os esquemas evolutivos, como já frisamos anteriormente, nas primeiras deformações constituem-se dobras do tipo descrito (v.g., *Auboin, 1965*).

(III)

Nesta fase vários eventos tiveram lugar. Os dobramentos (fase F_2) são cerrados (ocasionalmente isoclinais e fechados), com planos axiais subverticais, e atingiram toda a área. Ao fim de F_2 deu-se o magmatismo sintectônico para o tóctone (I_2), impondo transformações de contato às encaixantes (M_3). É de se notar que antes de ocorrerem estas intrusões, nos Blocos São Roque e Ituparanga já havia terminado a fase M_1 de metamorfismo regional, pois os fenômenos de contato afetaram rochas foliadas. Esse metamorfismo regional

se deu em fácies xisto verde e sob a vigência de esforços compressivos, já que a xistosidade guarda posição plano-axial.

(IV)

Um dobramento final, por cisalhamento, de porte muito discreto teve lugar (fase F_3). Criou ele crenulações da xistosidade e da estratificação. Com esse evento, os esforços compressivos se dissiparam, marcando o fim do processo de inversão da faixa lábil. O geossinclíneo deixou de existir transformando-se numa faixa dobrada (*Khain e Muratov, 1968*).

(V)

Intrusões graníticas pós-tectônicas se formaram (fase I_3), impondo aos metamorfitos encaixantes transformações nas zonas de contato (fase de metamorfismo M_4).

O magmatismo pós-tectônico relaciona-se com o estágio de orogênese de evolução da faixa lábil (*Ustyev, 1970*), em condições paraplataformais. Na região em foco, como de resto no Estado de São Paulo, não foram ainda observados depósitos de molassa e vulcânicas associadas como no Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Falhamentos transcorrentes se processaram em seguida à fase de magmatismo I_3 , sob ação de esforços com uma componente compressiva principal segundo E-W. *Hennies et al. (1967)* chamaram essa fase de regmagênica, mas talvez seja preferível denominá-la lineagênica (*Hills, 1963*), por causa das implicações daquele termo com eventos de escala universal imaginados por *R.A. Sonder*. Os movimentos transcorrentes possibilitaram metamorfismo cataclástico ao longo de faixas extensas e de largura até quilométrica (fase M_5).

Quanto ao metamorfismo retrógado (M_6), foi assinalado por *Coutinho (1972)*, mas estudos de maior detalhe ainda

devem ser realizados na área ora focalizada para poder caracterizá-lo perfeitamente.

(VI)

No fim do Paleozóico (Permiano e Carbonífero), já em condições ortoplateformais (*Almeida, 1969*), deu-se a subsidência e acumulação de sedimentos na região oeste da área estudada. Tais coberturas da plataforma exibem lineamentos, que não pudemos qualificar mas atribuíveis a reativações de estruturas do embasamento.

(VII)

No Juro-Cretáceo, a área foi afetada pela chamada Reativação Wealdeniana (*Almeida, 1967*), a qual se pode vincular o dique de diabásio da Serra de Inhaíba, as rochas alcalinas de Piedade e possivelmente também a sedimentação terciária.

Referíveis ao tempo anterior a esse tectonismo, isto é, ao Triássico e Jurássico, nenhum evento ou corpo rochoso é constatado. Presumivelmente, movimentos epeirogênicos positivos preponderaram.

Essa história evolutiva acha-se esquematizada na Figura 32.

Na situação atual, dentro da faixa de rochas antigas, observam-se entidades estratigráficas, estruturais, metamórficas e magmáticas, que não devem ser confundidas. A Figura 33 esquematiza as relações entre essas entidades. Note-se que o que anteriormente chamamos Grupo São Roque (*Hasui et al., 1969*) corresponde a uma região X.

Considerando o Falhamento de Taxaquara tal como atualmente concebido, os Blocos São Roque e Ituparanga ter-se-iam situado originalmente a pelo menos 150 km a oeste. Com isso,

Fig. 32 - QUADRO ESQUEMÁTICO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA ESTUDADA

	CICLO BRASILIANO (700 - 450 m.a.)						CICLO ORTOPLATAFORMAL (S - J/K)	REATIVAÇÃO WEALDENIANA (J/K - Terc.)
	Estágio Geossinclinal	Estágio de inversão			Estágio orogênico			
SEDIMENTAÇÃO	Grupo Açungui						Grupos Tubarão e Passa-Dois	Sedimentos terciários
DEFORMAÇÃO		F ₁	F ₂	F ₃		F ₄	Reativação de suturas ?	Reativação de suturas ?
MAGMATISMO	I ₁		I ₂		I ₃			Básico a intermediário
METAMORFISMO	de contato ?	M ₁		M ₃		M ₄	M ₅	de contato ?
						M ₆ ?		

Fig. 33 - RELAÇÕES ENTRE ENTIDADES ESTRATIGRÁFICAS, METAMÓRFICAS E TECTÔNICAS DA ÁREA

- A - Sequência terrígena inferior
- B - Sequência carbonatada
- C - Sequência terrígena superior
- M - Região de fácies metamórficas de baixo grau
- N - Região de fácies metamórficas de alto grau
- X - Região dobrada com foliação plano-axial
- Y - Região com dobramentos complexos

torna-se patente um zoneamento metamórfico decrescente de SE para NW, bem como um zoneamento estrutural, passando-se da região Y para a região X. Tais zoneamentos caracterizam uma polaridade (*Auboïn, 1965*) de SE para NW. Essa polaridade é realçada também por outros fatos, como a incidência mais conspícua de rochas calcárias/calcosilicatadas a NW e a intensidade decrescente da fase F_3 de SE para NW. as vergências, como vimos, não são claras; talvez um estudo das dobras da fase F_1 venha a definí-la.

Auboïn (1965) mostra que dobramentos como os da fase F_1 restringem-se à zona eugeossinclinal, tombando-se contra o miogeanticlínico, chegando eventualmente até a atingir o miogeossinclínico. Diante desse modelo, a região Y corresponderia ao eugeossinclínico e a região X ao miogeossinclínico. Em termos litológicos, não é possível definir as zonas mio- e eugeossinclinais, porquanto não constatamos a incidência de magmatismo ultrabásico.

Essa indefinição é típica de faixas dobradas do tipo hercínico, de acordo com *Zwart (1967)*. Esta qualificação mais se firma, quando consideramos a abundância de corpos magmáticos ácidos e o metamorfismo configurando a série new-hampshireana ou barroviana, conforme já enfatizado por *F.F. M. de Almeida (informação verbal)*.

De momento, parece-nos caracterizado um ortogeossinclínico, em relação ao qual o craton (plataforma) estaria a NW, sob a área da Bacia do Paraná, concordando com as conclusões de *Marini et al. (1967)*, *Melfi et al. (1965)*, *Hasui et al. (1969)*, *Petri e Suguio (1969)* e *Melcher et al. (1973)*.

A faixa dobrada que se constituiu, através dos eventos ora reconhecidos, a geocronologia mostra que é atribuível a um único ciclo evolutivo; é o Ciclo Brasileiro (*Almeida, 1967*), que teria se desenvolvido num intervalo da ordem de 250 milhões de anos (700-450 m.a.).

Essa faixa dobrada foi denominada Ribeira por Almei
da et al. (no prelo) e se estenderia desde o Sul da Bahia
até o Uruguai.

AGRADECIMENTOS

O presente estudo foi realizado com auxílio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 71/123). A FAPESP concedeu também ao Senhor Dirceu Abrahão, estudante do Curso de Geologia da Universidade de São Paulo, uma Bolsa de Iniciação Científica, para acompanhar e auxiliar no desenvolvimento dos trabalhos.

O Conselho Nacional de Pesquisas houve por bem apoiar o Projeto "Levantamento de Algumas Áreas Pré-Cambrianas do Estado de São Paulo", coordenado pelo Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, através de quem contamos com auxílio financeiro parcial para o estudo da Folha de São Roque.

Várias pessoas colaboraram com o Autor sob diferentes formas. O Professor Doutor Jorge Silva Bettencourt colocou à disposição seus estudos inéditos sobre as rochas calcárias da região de Votorantim e Salto de Pirapora. Os Professores Doutor Marcos Aurélio Farias de Oliveira e Doutor Vicente A.V. Girardi auxiliaram-nos no estudo de seções delgadas. Ao Professor Doutor Ricardo Francesconi devemos a qualidade das fotomicrografias. O Professor Doutor Eduardo C. Damasceno e o Engenheiro José do Valle Nogueira Filho gentilmente cederam-nos cópias de plantas geográficas.

O Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, através da Diretoria e da Chefia do Departamento de Geologia Geral, emprestou todo apoio no desenvolvimento deste estudo. As seções de Veículos, de Laminação, de Fotografia, de Gráfica e de Desenho do Instituto não mediram esforços quando solicitados. O Senhor José Ponchirolli e a Senhora Nair de Campos Louzada pacientemente datilografaram o texto.

Aos Professores Doutor Fernando Flávio Marques de Al

meida e Doutor Viktor Leinz o Autor deve o estímulo para realização desta pesquisa.

A Senhora Sanae Kato Hasui revisou o texto e, durante o desenvolvimento do estudo, nunca nos faltou com seu apoio e incentivo.

A todas essas entidades e pessoas o Autor consigna sua profunda gratidão.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1955 - As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira - Bol.Soc.Bras.Geol.4:23-40.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Fundamentos geológicos do relêvo paulista - *in Geologia do Estado de São Paulo* - Bol.40: 167-274, Inst.Geogr.Geol. Est.São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira - Bol.241, Div.Geol.Min., Depto.Nac. Prod. Min.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior - An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (suplemento): 285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira - Anais XXIII Congr.Bras.Geol. 29-46. Soc.Bras.Geol.
- ALMEIDA, F.F.M. de, AMARAL, G., CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - The precambrian evolution of the South-American cratonic margin, south of the Amazon River. *No prelo.*
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil - Geoch.Cosm.Acta 31:117-142.
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil - Geoch.Cosm.Acta 30:159-189.
- AMARAL, S.E. - 1971 - Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo - Bol.IGA 2: 5-81, Inst.Geoc. Univ.São Paulo.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE - 1961 - Code of Stratigraphic Nomenclature - Bull. Am. Ass. of Petr.Geol. 45(5):645-665.
- AUBOIN, J. - 1965 - Geosynclines - Developments in Geotectonics I - Elsevier Publ. Co.
- BADGLEY, P.C. - 1965 - Structural and tectonic principles - Harper and Row.

- BELOUSSOV, V.V. - 1962 - Basic problems in Geotectonics - McGraw-Hill Book Co.
- BETTENCOURT, J.S. - 1971 - Os depósitos de rochas calcárias das regiões de Santa Helena e Santa Maria (Municípios de Votorantim e Brigadeiro Tobias) - Mimeografado.
- BETTENCOURT, J.S., FULFARO, V.J., GIRARDI, V.A.V. e PETRI, S. - 1971 - Geologia da Folha de Capão Bonito, SP - Anais XXV Congr. Bras. Geol. 1:97. Soc. Bras. Geol.
- BIGARELLA, J.J., SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui. V - Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu, Estado do Paraná - Dusenian VII (6): 317-333, Curitiba.
- BIGARELLA, J.J., SALAMUNI, R. - 1958 - Estudos preliminares na Série Açungui. VIII - A Formação Votuverava - Bol. Inst. Hist. Nat., Geol. 2, Curitiba.
- BILLINGS, M.P. - 1954 - Structural Geology - 2^a ed. Prentice-Hall Inc.
- BOUMA, A.H. - 1962 - Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation - Elsevier Publ. Co.
- CARVALHO, P.F., PINTO, E.A. - 1937 - Reconhecimento geológico na Série Açungui - Bol. 71, Ser. Geol. Min. do Brasil.
- CHAYES, F. - 1949 - A simple point counter for thin-section analysis - Am. Min. 34:1-11.
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinações de idade de potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui - Anais XXI Congr. Bras. Geol., 218-233. Soc. Bras. Geol.
- CORDANI, U.G., BITTENCOURT, I., BETTENCOURT, J.S., GOMES, C.B., LELLIS, H.S., MELCHER, G.C. e MELFI, A.J. - 1971 - Geologia da Folha de Guapiara, SP - Anais XXV Congr. Bras. Geol., 1:95. Soc. Bras. Geol.
- CORDANI, U.G., GIRARDI, V.A.V., GOMES, C.B., MELFI, A.J. e MELCHER, G.C. - 1971a - Geologia da Folha de Eldorado, SP. Anais XXV Congr. Bras. Geol. 1:103, Soc. Bras. Geol.

- CORDANI, U.G., GOMES, C.B. e GIRARDI, V.A.V. - 1963 - Rochas cálcio-silicatadas da região de Perus, SP - Anais Acad. Bras. Ciênc. 35:361-372.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui - Anais XXV Congr. Bras. Geol. 1:105-110. Soc. Bras. Geol.
- COUTINHO, J.M.V. - 1953 - Petrologia da região de São Roque - Bol. 159, Min. 11, Fac. Fil. Ciên. e Letr., Univ. São Paulo.
- COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores - Bol. IGA 3: 5-99, Inst. Geoc., Univ. São Paulo.
- CRADDOCK, J.C. - 1957 - Stratigraphy and structure of the Kinderhook Quadrangle, New York, and the "Taconic Klippe" - Bull. Geol. Soc. Am. 68:675-723.
- DONATH, F.A. e PARKER, R.B. - 1964 - Folds and folding - Bull. Geol. Soc. Am. 75:45-62.
- DZULYNSKI, S., e WALTON, E.K. - 1965 - Sedimentary features of flysch and greywacks - Developments in Sedimentology, nº 7 - Elsevier Publ. Co.
- EBERT, H. - 1971 - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná; com sugestões à tectônica geral do "Geossinclínio Açungui" - Anais XXV Congr. Bras. Geol. 1:131-165. Soc. Bras. Geol.
- ELLERT, R. - 1961 - Contribuição à geologia do Pré-Cambriano na região de São Bernardo do Campo, SP - Bol. Soc. Bras. Geol. 10:49-56.
- FELICISSIMO JR., J. - 1968 - Carbonatitos do Estado de São Paulo - Anais Acad. Bras. Ciênc. 40(suplemento):93-115.
- FLORENCE, G. - 1907 - Notas geológicas sobre o Rio Tietê em o trecho estudado pela turma em 1905 - *in Exploração do Rio Tietê*, Comm. Geogr. e Geol. Prov. de S. Paulo, p.9-15.
- FRANCO, R.R. - 1956 - Migmatitos de textura gnáissica dos arredores de São Paulo - Bol. Soc. Bras. Geol. 5:31-60.

- FRANCO, R.R. - 1958 - Contribuição ao conhecimento de rochas termometamórficas da Série São Roque - Bol.189, Min.14, Fac.Fil.Ciênc.e Letr., Univ. São Paulo.
- FREITAS, R.O. - 1951 - Sobre a origem da Bacia de São Paulo - Bol.Paul.Geogr. 9:60-64.
- FUCK, R.A., MARINI, O.J., TREIN, E. e MURATORI, A. - 1971 - Geologia do Leste Paranaense - Anais XXV Congr. Bras.Geol. 1:121-130.
- FUCK, R.A., TREIN, E. e MARINI, O.J. - 1967 - Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná - Bol.Paran.Geoc.(23 a 25): 5-41.
- GNIBIDENKO, H.S. e SHASHKIN, K.S. - 1970 - Basic principles of Geosynclinal theory - Tectonophysics 9:5-13.
- GOMES, C.B., BITTENCOURT, I., CORDANI, U.G., DAMASCENO, E.C., LELLIS, H.S., MELCHER, G.C. e MELFI, A.J. - 1971 - Geologia da Folha de Cerro Azul, SP e PR - Anais XXV Congr. Bras.Geol. 1:99, Soc.Bras.Geol.
- GOMES, C.B., BITTENCOURT, I., CORDANI, U.G., FULFARO, V.J., MELFI, A.J. e PETRI, S. - 1971a - Geologia da Folha de Itararé, SP e PR - Anais XXV Congr.Bras.Geol.1:93.Soc. Bras.Geol.
- GUIMARÃES, D. - 1964 - Geologia do Brasil - Mem.1, Div.Geol. Min., Depto.Nac.Prod.Min.
- HASUI, Y. e HAMA, M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio - Rev.Bras.Geoc.2:18-24.
- HASUI, Y., PENALVA, F. e HENNIES, W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque - Anais XXIII Congr.Bras.Geol., 101-134.
- HEINRICH, E.W. - 1956 - Microscopic petrography - McGraw-Hill Book Co.
- HENNIES, W.T. ; HASUI, Y. e PENALVA, F. - 1967 - O Falhamento transcorrente de Taxaquara - Anais XXI Congr.Bras.Geol. p.159-168.
- HERMES, J.J. - 1968 - The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines - Geol.Mijnb.47:81-97.

- HILLS, E.S. - 1963 - Elements of Structural Geology - John Wiley and Sons Inc.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1963 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:1.000.000.
- JUNG, J. e ROQUES, M. - 1952 - Introduction à l'étude zono-graphique des formations cristallophylliennes - Bull.Serv. Carte Géol.France 50.
- KAY, M. - 1947 - Geosynclinal nomenclature and the craton - Bull.Am.Ass.Petr.Geol. 31:1289-1293.
- KHAIN, V.E. e MURATOV, M.V. - 1968 - Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts and their relation in time and space - XXIII Congr.Int.Geol.(Praga), 3:9-13.
- KNECHT, T. - 1960 - Notas preliminares sobre novas ocorrências de rochas alcalinas no Estado de São Paulo - Bol. Soc.Bras.Geol. 9(1):71-76.
- KNOFF, E.B. - 1931 - Retrogressive metamorphism and phyllonitization - Am.J.Sci. 21:1-27 (5^a Série).
- KOLLERT, R. e DAVINO, A. - 1963 - Levantamento gravimétrico na Bacia de São Paulo - Eng.Min.Met. 38:79-82.
- LEINZ, V. e CARVALHO, A.M.V.de - 1957 - Contribuição à Geologia da Bacia de São Paulo - Bol.205, Geol.15, Fac. Fil. Ciênc. e Letr. Univ. São Paulo.
- MARINI, O.J., TREIN, E. e FUCK, R.A. - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná - Bol.Paran.Geoc. (23 a 25): 43-103.
- MARMO, V. - 1971 - Granite petrology and the granite problem - Elsevier Publ. Co.
- MEAD, W.J. - 1940 - Folding, rock flowage, and foliate structures - J.Geol. 48:1007-1021.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks - Elsevier Publ. Co.
- MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., DAMASCENO, E.C., GIRARDI, V. A.V., GOMES, C.B., LELLIS, H.S. e MELFI, A.J. - 1971 - Geologia da Folha de Apiaí, SP e PR - Anais XXV Congr.Bras. Geol. 1:101, Soc.Bras.Geol.

- MELCHER, G.C., GOMES, C.B., CORDANI, U.G., BETTENCOURT, J. S., DAMASCENO, E.C., GIRARDI, V.A.V. e MELFI, J.A. - 1973 - Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR - Rev. Bras. Geoc. (no prelo).
- MELFI, A.J., BITTENCOURT, I. e CORDANI, U.G. - 1965 - Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui - Bragançtia 24:447-474, Campinas.
- MENDES, J.C. - 1950 - O problema da idade das camadas de São Paulo - Bol. Paul. Geogr. 5:45-48.
- MIKHAYLOV, A.Y. - 1970 - The development of geosynclines and folding - Int. Geol. Rev. 12:1490-1495.
- MIYASHIRO, A. - 1961 - Evolution of metamorphic belts - J. Petrology. 2:277-311.
- MOODY, J.D. e HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault tectonics - Bull. Geol. Soc. Am. 67:1207-1248.
- MORAES REGO, L.F. de - 1933 - Contribuição ao estudo das formações pre-devoneanas de São Paulo - Inst. Astron. e Geof. de São Paulo.
- MORAES REGO, L.F. de e SOUZA SANTOS, T.D. - 1938 - Contribuição para o estudo dos granitos da Serra da Cantareira - Bol. 18. Inst. Pesq. Tecn. de São Paulo.
- MURATOV, M.V. - 1968 - Geosynclinal folded belts and systems - stages of development and igneous activity - Int. Geol. Rev. 10:1386-1402.
- OLIVEIRA, A.I. e LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil - Ser. Did. 2 - Serv. Inf. Agrícola, Min. da Agric., Brasil.
- OLIVEIRA, E.P. - 1925 - Mapa Geológico do Estado do Paraná, 1:1.000.000 - Serv. Geol. Min. do Brasil.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná - Mon. 6 Serv. Geol. Min. do Brasil.
- PENALVA, F. e HASUI, Y. - 1970 - A intrusão granítica dos Morros Grande e Tico-Tico, Município de Caieiras, SP - An. Acad. Bras. Ciênc. 42:725-730.

- PETRI, S. e SUGUIO, K. - 1969 - Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo Sul do Estado de São Paulo - Publ. 2, Serv. Vale do Ribeira, Depto. Aguas e Energia Elétrica, Secr. Serv. e Obras do Estado de São Paulo.
- RAGUIN, E. - 1965 - Geology of granite - Interscience Publ.
- RAMSAY, J. G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks - McGraw-Hill Book Co.
- RAST, N. - 1958 - Tectonics of the Schichallion Complex - Q.J. Geol. Soc. Lond. 114:25-46.
- READ, H. H. - 1957 - The granite controversy - Murby.
- ROBERTS, J. L. e TREAGUS, J. E. - 1964 - A re-interpretation of the Ben-Lui fold - Geol. Mag. 101:512-516.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin - in J. J. Bigarella, R. D. Becker, I. D. Pinto (eds). Problems in Brazilian Gondwana Geology. I Intern. Symp. on the Gondwana Stratigr. and Paleont. p.28-102.
- SITTER, L. U. de - 1964 - Structural Geology - 2^a ed - McGraw-Hill Book Co.
- SUTTON, J. e WATSON, J. - 1959 - Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg, Northwest Highlands - Q.J. Geol. Soc. Lond. 114:231-257 (for 1958).
- TURNER, F. J. - 1968 - Metamorphic petrology mineralogical and field aspects - McGraw-Hill Book Co.
- TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology - 2^a ed. - McGraw-Hill Book Co.
- TURNER, F. J. e WEISS, L. E. - 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites - McGraw-Hill Book Co.
- USTIYEV, E. K. - 1970 - Relations between volcanism and plutonism at different stages of the tectonomagmatic cycle.- in G. Newall-N. Rast (eds), Mechanism of igneous intrusion - Geol. J. Sp. Issue n° 2, p.1-22.
- WEISS, J. - 1949 - Wissahickon schist at Philadelphia, Pennsylvania - Bull. Geol. Soc. Am. 60:1689-1726.

- WHITTEN, E.H.T. - 1959 - A study of two directions of folding: the structural geology of the Monadhliath and Mid-straths pey - J.Geol. 67:14-47.
- WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks - Rand McNally and Co.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. - 1954 - Petrography - W.H. Freeman and Co.
- WINKLER, H.G.F. - 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks - 2^a ed., rev. - Springer-Verlag.
- ZWART, H.J. - 1963 - Some examples of the relations between deformation and metamorphism from Central Pyrenees - Geol.Minjb. 42:143-154.
- ZWART, H.J. - 1967 - The duality of orogenic belts - Geol. Minjb. 46:283-309.

LEGENDA

QUATERNÁRIO

Sedimentos inconsolidados aluviais (areia, argila, silte, turfa e cascalho)

TERCIÁRIO

Sedimentos inconsolidados flúvio-lacustres, em encostas (argila, silte, areia, cascalho)

PERMIANO

Formação Itai (grupo Passo-Dois)

PERMO-CARBONÍFERO

Grupo Tubarão

CAMBRO-ORDOVICIANO

Brechas tectônicas, fíler-gnaisses, milonitos, ultramilonitos e filonitos associados a grandes falhamentos transcorrentes

CAMBRIANO - PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Maciços graníticos pós-tectônicos. XA-Macico de Pilar do Sul. XB-Macico da Serra do Lopes. XC-Macico do Turvo

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

Grupos Açucena

Metamorfismos regionais de fácies alta verde a anfibolita, e de contato. PGI-filitos, quartzito-filitos (xistos, quartzitos, quartzitos maciços, quartzitos feldspáticos e metacalcários tubarinos). PCK-metacalcários, quartzitos, calcários (quartzitos maciços e granulos submaciços). PCG-quartzitos, quartzitos maciços fílicos, quartzitos-fílicos, quartzitos-fílicos submaciços. PGC-calcareos e dolomitos metamórficos, rochas calcáreas silteadas de contato (metamórficas, metacalcários e metacalcários submaciços). PEG-metacalcários metamórficos essencialmente estratigráficos. PCE-metacalcários metamórficos essencialmente estratigráficos.

Maciços graníticos

Maciços graníticos sintectônicos. 6A-Macico de Sorocaba. 6B-Macico de São Francisco. 6F-Macico de Piedade. 6M-Macico de São Miguel. 6I-Macico das Lavras.

CONVENÇÕES

- Contato geológico observado
- Contato geológico provável
- Lineamentos tectônicos refletidos na topografia, com o eixo de dobra
- Lineamentos tectônicos refletidos na topografia, com o eixo de dobra
- Lineamentos tectônicos refletidos na topografia, com o eixo de dobra
- Zona de falhamento transcorrente
- Alturas da estratificação reliquia
- Alturas da xistocidade ou bandamento metamórfico
- Altura de eixo de dobra
- Pedreira em exploração ou abandonada
- Cidade e lugarejo
- Rodovia e estrada
- Drenagem

BOFETE	TATU	ITU	JUNDIAÍ
ITAPETININGA	PILAR DO SUL	SÃO ROQUE	SÃO PAULO
CARÃO BO-NITO	JUQUÍ	PEDRO DE TOLEDO	MONGAGUÁ

YOCITERU NASUI

7632

FOLHA SF.23-Y-C-V

Sedimentos inconsolidados aluvionares (areia, argila, silte, turfa e cascalho)

TERCIÁRIO

Sedimentos inconsolidados flúvio-lacustrinos, em encostas (argila, silte, areia, cascalho).

CRETACEO INFERIOR

Intrusivos alcalinos

PERMO-CARBONIFERO

• Grupo Tubarão

CAMBRO - ORDOVICIANO

Brechas tectônicas, fíaser-gnaisses, milonitos, ultramilonitos e filonitos associados a grandes falhamentos transcorrentes.

CAMBRIANO - PRE'-CAMBRIANO SUPERIOR

Maciços graníticos pós-tectônicos γ C - Maciço do Turvo

PRE-CAMBRIANO SUPERIOR

PC1	PC2	PC3	PC4
-----	-----	-----	-----

Grupo Acunani e São Roque

Metamorfismos regionais de fácies verde a anfibolita, e de contato PEI-fílsos, quartzo-fílsos (xistos, quartzitos), quartzitos micáceos, quartzitos feldspílicos e metarolitos subordinados) PEX-micaxistos, quartzo-micaxistos (quartzitos micáceos e gnaisse subordinados) PEQ-quartzitos, quartzitos micáceos fílsos, quartzo-fílsos, quartzitos feldspílicos subordinados). PCC-calcários e dolomitos metamórficos, rochas calca-silíceas de contato (metamargos, metacalcarenitos e metacalcossitos subordinados). PCA-metabásicos PCE-migmatitos essencialmente estromatolíticos. PCO-migmatitos essencialmente ofiolíticos.

Maciços granitoides sintectônicos: 5A-Macizo de Serocoba, 5B-Macizo de São Francisco, 5C-Macizo de São Roque, 5D-Macizo de Pirapora, 5E-Macizo da Represa, 5F-Macizo de Piedade, 5G-Macizo de Cauculia, 5J-Macizo de Jarapara, 5K-Macizo da Fumacão, 5L-Macizo de São Sebastião, 5M-Macizo da Fozenda Carioca, 5N-Macizo da Fozenda Dulviro, 5O-Macizo das Laranjeiras.

CONVENÇÕES

- Contato geológico observado
- Contato geológico provável
- Lincomentos foto geológicos refletindo as tendências gerais da estrutura, estratificação, relevo, de eixos e planas, zonas de dobras
- Lincomentos foto geológicos refletindo sistemas de juntas e em parte, falhas de pequeno porte
- Zona de folhamento transcorrente
- Altitudes da estratificação reliquar
- Altitudes da xistossidade ou bandeamento metamórfico
- Altitudes de eixos de dobras
- Pedreira em exploração ou abandonada
- Cidade e lugarejo
- Rodovia e estrada
- Drenagem

N

Ft. de São João, 1000 CO, GEGRAV. 1927.
Ft. de São João, 1000 CO, 100 ESP, 1931.
Ft. de São João, 1000 CO, 100 ESP, 1927.
Ft. de São João, 1000 CO, 100 ESP, 1934.
Imperatriz, 2 sorocatos, 12500 CO, Aer. Natividade, 1962.
Mapas dos Municípios de S. Roque (1960-61), para de Mar-
ginal (1000 CO), Pradão (1000 CO), Tapuiá (1000 CO).
Sorocato (1000 CO), Cota (1000 CO) e Jaguaribe
(1000 CO), 1896, 1962.

YOCITERU HASU