UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA, PETROGÊNESE E ASPECTOS METALOGENÉTICOS DOS GRUPOS SERRA
DO ITABERABA E SÃO ROQUE NA REGIÃO DAS SERRAS DO ITABERABA E DA
PEDRA BRANCA, NE DA CIDADE DE SÃO PAULO, SP.**

VOLUME I

Caetano Juliani

Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo

1993

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, PETROGÊNESE E ASPECTOS
METALOGENÉTICOS DOS GRUPOS SERRA DO
ITABERABA E SÃO ROQUE NA REGIÃO DAS SERRAS
DO ITABERABA E DA PEDRA BRANCA, NE DA CIDADE
DE SÃO PAULO, SP.

VOLUME I

Caetano Juliani

Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorsch

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	
Presidente:	Dr. J.H.D. Schorsch	^{858.} <i>J. H. D. Schorsch</i>
Examinadores:	Dr. I. McReath	<i>Ian McReath</i>
	Dr. H. Jost	<i>H. Jost</i>
	Dr. R. Machado	<i>R. Machado</i>
	Dr. J.C.M. Danni	<i>J. C. M. Danni</i>

SÃO PAULO

1991

RESUMO

Os trabalhos desenvolvidos nesta tese tiveram, como principal objetivo, o estudo das rochas supracrustais dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, o relacionamento litoestratigráfico entre eles e a evolução geológica dos litotipos, visando caracterizar parte da evolução crustal do Pré-Cambriano Paulista.

A área estudada situa-se a nordeste da cidade de São Paulo, entre as cidades de Guarulhos e Santa Isabel, e compreende cerca de 540 km², mapeados na escala de 1:25.000, na qual foram mapeadas duas subáreas nas escalas 1:10.000 e 1:2.000 com, respectivamente, 41,5 e 2,6 km².

Diversos métodos de estudos foram adotados nesta pesquisa, incluindo, além dos mapeamentos geológicos, petrografia de rochas e minérios, através de secções delgadas e polidas, caracterização da composição das rochas graníticas, também através de análise modal em amostras com os feldspatos coloridos seletivamente, análise de minerais residuais, difratometria de raios X de minerais e rochas, petroquímica, análise estrutural macro- e microscópica e estudos metalogenéticos comparativos.

Os estudos permitiram caracterizar as rochas supracrustais como polideformadas e polimetamorfisadas, subdivisíveis nos grupos Serra do Itaberaba, mais antigo e basal, formado por seqüências vulcano-sedimentar, clasto-química e clástica, denominadas, respectivamente de formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia, e São Roque, superior, essencialmente clástico, representado na área exclusivamente pela sua Formação Piragibu, aqui redefinida.

Durante o desenvolvimento da foliação S₁ do Grupo Serra do Itaberaba, foram geradas dobras isoclinais, em regime metamórfico do tipo Barrowiano, de grau predominantemente da fácies anfibolito médio, com variações locais para fácies dos xistos verdes superior e anfibolito superior, com condições máximas à P ≈ 5 - 6 kb e T ≈ 620°C. O evento associado ao desenvolvimento da S₂, com dobras isoclinais a similares fechadas, foi de intensidade próxima ao anterior, mas de pressão mais baixa, sem cristalização da cianita. Este evento pode ser correlacionado ao que aconteceu quando do desenvolvimento da S₁ do Grupo São Roque, da fácies dos xistos verdes. Eventos de crenulação e retrometamórficos da fácies dos xistos verdes superimpuseram-se a estes.

Nota-se, de maneira geral, uma atenuação das deformações e do metamorfismo das unidades basais para as de topo do Grupo Serra do Itaberaba e há, para ambos os grupos, aumento de grau metamórfico no sentido nordeste.

O metamorfismo de contato produzido pela intrusão das rochas graníticas foi verificado especialmente em áreas restritas, nas bordas dos Granitóides Serra da Pedra Branca, onde pode ter havido, inclusive, cristalização de granada e de estaurolita nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta. Entretanto, de modo geral, as intrusões causaram poucas e restritas alterações nas rochas supracrustais, indicando colocação profunda dos corpos ígneos.

Metamorfismo dinâmico em condições de P x T máximas compatíveis com a fácies dos xistos verdes inferior a superior ocorreram generalizadamente ao longo das zonas de cisalhamento, que têm também freqüentes rochas produzidas por reativação em temperaturas mais baixas.

Os metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba incluem tipos com *pillow lavas*, indicando efusões subaquáticas e neles puderam ser caracterizados processos de alterações magmáticas, tais como fracionamento de olivina, piroxênios, plagioclásio e cromita e hidrotermais-metassomáticas de fundo oceânico, de variável intensidade, incluindo desde espilitos até rochas muito transformadas geradas em zonas de descarga de fluidos hidrotermais no fundo oceânico, que modificaram suas composições químicas. Seus característicos químicos

permitiram classificá-los como tholeiitos de fundo oceânico, gerados em segmentos normais (tipo N) de cadeia meso-oceânica, com prováveis gradações para zonas sob influência de plumas mantélicas (tipo E), possivelmente em ambiente geotectônico similar ao do tipo Golfo de Aden.

As rochas metaintermediárias foram geradas pela fusão da crosta oceânica, na sua subdução ensimática distante do arco de ilhas e do continente.

Rochas com cummingtonita, cordierita, granada, estauroлита, quartzo, biotita, clorita, plagioclásio e rutilo foram caracterizadas como produzidas a partir de vulcanitos e rochas vulcanoclásticas básicas por alterações hidrotermais-metassomáticas causadas pela descarga em fundo oceânico de soluções vulcanogênicas, às quais associam-se mineralizações de ouro.

As formações ferríferas são do tipo Algoma e têm variável contribuição de rochas vulcanoclásticas e as rochas cálcio-silicáticas contaminaram, assim como os pelitos, parte das rochas metavulcanoclásticas.

Os marunditos foram caracterizados como gerados pela sobreposição de vários processos, incluindo o retrabalhamento de rochas aluminosas geradas em zonas de atividade exalativa vulcanogênica, intemperismo e retrabalhamento mecânico subaquático e redeposição em bacias restritas ultra-salinas, geradas pelas soluções hidrotermais vulcanogênicas.

Quanto aos metapelitos finos pôde-se sugerir origem a partir de um arco de ilhas e os mais grossos da Formação Pirucaia de áreas continentais, assim como os do Grupo São Roque. Influência de ambiente evaporítico pode ter ocorrido na Formação Nhanguçu, conforme indicam os metassedimentos (clásticos e vulcanoclásticos) ricos em alumínio, com argilas derivadas provavelmente de zonas de alterações hidrotermais vulcanogênicas.

As rochas graníticas *lato sensu* foram separadas em duas suites, uma de rochas porfiríticas e outra não-porfiríticas, com tipos petrográficos incluindo granitos (3a e 3b), granodioritos, tonalitos, quartzo-dioritos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos. Parte delas pode ter sido introduzida nas seqüências supracrustais do Grupo Serra do Itaberaba em épocas mais antigas e alguns granodioritos e tonalitos muito alterados e deformados podem representar restos do embasamento siálico do Grupo Serra do Itaberaba. A quase totalidade das rochas é, entretanto, Brasiliana, dentre as quais se distinguem granodioritos um pouco mais velhos que os granitos e pequenas intrusões tardias de granitos com muscovita e/ou granada e turmalina.

Zonas de cisalhamento e de falhas cortam as seqüências, tendo gerado blastomilonitos, filonitos, milonitos e cataclasitos em períodos diversos, pré-cambrianos a, inclusive, cenozóicos.

Estes estudos incluem, ainda, uma discussão preliminar dos tipos de mineralizações de ouro existentes nos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, com comparações entre elas, bem como do potencial metalogenético do Grupo Serra do Itaberaba para mineralizações de metais básicos.

Os trabalhos permitiram caracterizar a complexa evolução crustal da região, onde são bem individualizáveis os grupos São Roque e Serra do Itaberaba, mais provavelmente gerados em ciclos geotectônicos distintos, com idades mínimas, o primeiro, no Proterozóico Médio-Inferior e, o segundo, talvez, no Proterozóico Superior.

ABSTRACT

The main objective of this work is to characterize the crustal evolution of Precambrian terrains of a part of the State of São Paulo, particularly considering the lithostratigraphic relationships and the geological evolution of the supracrustal sequences of the Serra do Itaberaba and São Roque Groups.

The studied area is located between Guarulhos and Santa Isabel, northeast of the capital São Paulo, and covers 540 km² that have been mapped on the scale 1:25,000. Two smaller areas of 41.5 and 2.6 km² were mapped on the scales of 1:10,000 and 1:2,000, respectively.

Laboratory studies included rock and ore petrography (thin and polished sections), modal analysis of granitic rocks including selective staining of feldspars, analysis of residual minerals, X-ray diffraction methods applied to the identification of minerals, rock geochemistry, macro- and microstructural analysis and comparative metallogenesis of the Serra do Itaberaba and São Roque Groups.

The supracrustal rocks may be characterized as polydeformed and polymetamorphosed. The Serra do Itaberaba Group is older and basal and comprises sequences of volcanosedimentary, clastic-contaminated chemical and clastic rocks, respectively named the Morro da Pedra Preta, Nhanguçu and Pirucaia Formations. The overlying, younger São Roque Group is made up essentially of clastic rocks and represented in the area only by the Piragibu Formation (as redefined).

The S₁ foliation of the Serra do Itaberaba Group was accompanied by isoclinal folding and Barrow-type regional metamorphism of mainly medium amphibolite facies grade; local variations ranged from upper greenschist to upper amphibolite facies. The maximum P-T conditions were estimated as P ≈ 6 kb and T ≈ 620°C. The S₂ foliation with isoclinal folding similar to the S₁ folds developed under metamorphic conditions nearly as high as those of the previous event, however in a regime of lower pressure, without the crystallization of kyanite. This event caused the main metamorphism of the São Roque Group, of greenschist facies rank, and was accompanied by the development of the São Roque Group's S₁ foliation. Final events included superimposed crenulations and greenschist facies, retrograde metamorphism.

In the profiles of the Serra do Itaberaba Group, continuous deformational and metamorphic attenuations are evident from the bottom to the top of the unit. Both groups show increasing regional metamorphism towards the northeast.

Restricted contact metamorphism was produced by granitic intrusions, specially in the border zones of the Serra da Pedra Branca Granitoids, possibly augmenting garnet and staurolite formation in Morro da Pedra Preta metapelites. In general, however, the intrusions caused only weak and limited alterations in the supracrustal rocks indicating deep-sited intrusion of the granitoids.

Dynamic metamorphism under maximum P-T conditions of the greenschist facies was widespread in deeper parts of shear zones, and cataclastic rocks were produced under shallower crustal conditions.

Serra do Itaberaba Group metabasic rocks include pillow lavas indicating subaquatic eruptions. All the basic magmatic rocks suffered olivine, pyroxene, plagioclase and chromite fractionation in the magmatic stage and ocean-floor hydrothermal and metasomatic alteration of varied intensity producing spilites and very strongly transformed rocks in hydrothermal discharge zones.

The geochemical characteristics allowed the classification of the metabasic rocks as N-type ocean-floor tholeiites generated in normal segments of a mid-oceanic ridge with possible gradations to types formed

under the influence of mantle plumes (E-type MORBs). Similarities exist with the geotectonic environment of the Gulf of Aden spreading center.

Metaintermediate rocks were formed by the fusion of oceanic crust in ensimatic subduction zones distant from island arc and continental influences.

Rocks with cummingtonite, cordierite, garnet, staurolite, quartz, biotite, chlorite, plagioclase and rutile were identified as hydrothermal-metasomatic altered volcanics. They were produced by ocean-floor volcanogenic discharge solutions and are associated with gold mineralizations.

Algoma-type iron formations show varied contributions of volcanoclastic materials and were partly contaminated by calc-silicate rocks and mudstones.

Marundites (margarite-corundum schists) were generated by the superposition of various processes including re-worked aluminous rocks from of volcanogenic exhalative zones, weathering, subaquatic mechanical re-working and redeposition in restricted ultrasaline basins, originated by volcanogenic hydrothermal solutions.

Island arc and continental origins are suggested, respectively, for the Pirucaia Formation and São Roque Group metapelites. Evaporitic influences may have occurred in the Nhanguçu Formation as indicated by aluminum-rich (clastic and volcanoclastic) sediments which contain clays derived most probably from zones of volcanogenic hydrothermal alteration.

Granitic rocks *sensu lato* were separated into two suites, one porphyritic and the other non-porphyritic. Both include 3a and 3b granites, granodiorites, tonalites, quartz diorites, quartz syenites and quartz monzonites. Part of the bodies may have intruded the supracrustal sequences of the Serra do Itaberaba Group in earlier periods, and some strongly altered deformed granodiorites and tonalites may represent relics of a still older, pre-Serra do Itaberaba Group sialic basement. However, the overwhelming majority of the granitic rocks are of Brasiliano age, among which slightly older granodiorites may be separated from small, later, muscovite- and/or garnet- and tourmaline-bearing granite intrusions.

Shear and fold zones, in which blastomylonites, filonites, mylonites and cataclasites were generated, cut all the Precambrian rocks and were reactivated in different events, from Precambrian through Cenozoic times.

The preliminary metallogenic studies include a comparative discussion of the different types of gold mineralizations in the Serra do Itaberaba and São Roque groups and also a reappraisal of the Serra do Itaberaba Group base metal potential.

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste trabalho ao longo de oito anos somente foi possível graças à colaboração e ao incentivo de diversas pessoas e instituições, às quais deixo expressos meus mais sinceros agradecimentos.

Ao Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher, pela sua disposição na orientação da tese, pela obtenção das análises químicas, pelas sempre proveitosas e muito valiosas discussões, que, por vezes, avançaram na madrugada e, sobretudo, pela criteriosa revisão e pelas inúmeras sugestões que melhoraram, em muito, o texto final.

À amiga Gianna Garda, geóloga e piloto de provas de SX-386, por acreditar que esta tese não poderia ter menos de 800 páginas, pela inestimável ajuda no desenvolvimento de várias partes deste trabalho, além da digitação, edição e revisão das diversas versões do texto e na confecção das ilustrações. Sem sua colaboração e seu apoio em muitos dos momentos difíceis esta tese não teria sido complementada.

Ao geólogo Paulo Beljavskis, um grande amigo, que nunca mediu esforços para auxiliar no desenvolvimento das várias fases do trabalho, por sua colaboração nos infindáveis levantamentos de campo, quando abriu mão de seus descansos de finais de semana e das férias, pelo seu constante incentivo, pelas discussões, contribuições e revisões críticas do texto.

A ajuda da Gianna e do Paulo foi imprescindível para a realização desta tese e ambos são, na verdade, co-autores deste trabalho.

Ao Prof. Tharcisio Demy de Souza Santos, um dos estudiosos pioneiros da região, pelas sempre interessantes críticas e objetivas discussões sobre a geologia de São Paulo e pelo grande incentivo durante o período em que estive no IPT. Sua colaboração e motivação foi fundamental para a publicação do artigo onde o Grupo Serra do Itaberaba foi definido.

Aos alunos do curso de Geologia que, pelo alegre interesse nas ciências geológicas, demonstrado nas salas de aula e nos trabalhos de campo, sempre nos motivam e justificam um dos principais motivos da pesquisa geológica, que é o ensino de um conhecimento de fundamental importância para a comunidade e para o país.

Ao colega Marcos Alves de Almeida, pelas sempre proveitosas discussões geológicas, com as quais sempre se empolga, e inúmeras contribuições, especialmente quando da revisão dos capítulos da estratigrafia e da análise estrutural.

Aos professores Fernando Flávio Marques de Almeida, Yociteru Hasui e José Moacyr Vianna Coutinho pelo apoio e auxílio nas fases iniciais dos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Richard W. Hutchinson, pelas animadas discussões sobre a geologia e a metalogênese da área e pelo grande estímulo na fase final da elaboração da tese.

Ao amigo Ciro T. Correia, pelo auxílio desinteressado que sempre prestou, especialmente nos momentos difíceis e, especialmente, pela minuciosa revisão crítica do capítulo sobre o metamorfismo.

Ao Marlei Antônio Carrari Chamani (o *Trilô*), pela inestimável ajuda na elaboração dos estereogramas da análise estrutural e das secções geológicas e, principalmente, pelas discussões sobre a geologia dos arredores de São Paulo.

A Annabel Pérez Aguilar, pela criteriosa revisão do capítulo sobre o metamorfismo, pelo constante apoio e pela sua seriedade e competência que demonstra sempre ao estudar a geologia, o que sempre renova o ânimo dos colegas ao trabalho.

Ao colega Abílio Fabio Nunes, pela leitura do texto e à Clarissa L. Schorscher e Thomas R. Fairchild, pela revisão das referências bibliográficas e do *abstract*.

Muitas contribuições foram trazidas por diversos colegas, de modo mais ou menos sistemático, ao longo dos anos, em inúmeras e, às vezes, intermináveis discussões (e algumas divergências) que, certamente, contribuíram para a elaboração dos modelos geológicos aqui apresentados, bem como na sua lapidação, correção dos erros e na definição de algumas linhas de pesquisa. A Magda Bergmann, Mário J. Motidome, Agamenon S. L. Dantas, Edgard Santoro, Mário C. Campos Neto, Jorge Hachiro, Ian McReath, Reiner Neumann, Jorge S. Bettencourt, Antônio Romalino Fragoso-César, Gustavo C. de Abreu e Normando C.M. de Queiroga, entre outros, meus mais sinceros agradecimentos.

Registro, ainda, meus agradecimentos a todos funcionários do IG-USP que, de alguma forma, colaboraram com este trabalho, destacando-se Claudio Hopp, Claudio Nogucira e Anália Felipe, pela preparação das seções delgadas e polidas; a Jorge Sakamoto pela preparação das amostras para análise geoquímica; a Flávio M.S. Carvalho e Daniel Atencio, pela confecção dos difratogramas de raios X; Paulo Mori, pelas análises por FRX de algumas amostras de marunditos; ao pessoal da gráfica, na figura do Sr. Dalton M. da Silva e Edemir de Oliveira, pela encadernação dos volumes finais da tese; ao pessoal da biblioteca, especialmente à Maristela P. Severino e Maria Aparecida Bezerra; a Jaime S. Marcos, pela confecção de parte da documentação fotográfica, e a Marta J. da Silva, pelo inestimável apoio que nos oferece no dia-a-dia do Instituto.

Ao pessoal do IPT, meus agradecimentos especialmente a Jairo T. Santana e Eleno P. Rodrigues, pelo apoio na confecção de difratogramas de raios X, pelo empréstimo de muitas das seções delgadas e polidas estudadas e pelo auxílio na confecção de algumas fotomicrografias, a Paulo Shimabokuro, que enquanto chefe do Departamento de Tratamento de Minérios, que apoiou efetivamente a realização deste trabalho, a Josélino B. da Trindade, Antonio G. de Andrade e Jorge A. de Lima, na preparação das amostras para análises geoquímicas, a Carlos R. Assine e José C. Baladori, pelo auxílio nos trabalhos de campo, e a Maria S. de Oliveira e Maria Inês do Prado, pelo grande auxílio na recuperação das bibliografias.

Agradeço, também, à FAPESP, pela Bolsa de Mestrado (Processo 07/1433-1), que desfrutei durante alguns meses, antes de ser contratado pelo IG-USP.

Ao CNPq e, especialmente, ao Prof. Dr. Vicente Antonio Girardi que, enquanto Presidente da Comissão de Pós-Graduação do IG, ao destinar-me uma Bolsa de Mestrado no período que eu era funcionário do IPT, forneceu os recursos financeiros para execução dos trabalhos de campo e, como Diretor do Instituto de Geociências da USP, não mediu esforços para viabilizar a edição deste trabalho.

E, finalmente, agradeço ao PRÓ-MINÉRIO e ao IPT, que possibilitaram minha participação em diversos projetos de prospecção mineral, nos quais tive a oportunidade de conhecer amplos terrenos do Pré-Cambriano paulista e, mais especificamente, a região da Serra do Itaberaba, cuja obtenção dos dados preliminares motivou o desenvolvimento desta tese.

SUMÁRIO GERAL

VOLUME I

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

**CAPÍTULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA, GEOLOGIA REGIONAL E SITUAÇÃO TECTÔNICA DA
ÁREA ESTUDADA**

CAPÍTULO III - ESTRATIGRAFIA

CAPÍTULO IV - LITOLOGIA

CAPÍTULO V - ANÁLISE ESTRUTURAL

CAPÍTULO VI - PETROGRAFIA

CAPÍTULO VII - METAMORFISMO

FIGURAS 1 a 31 e 70 a 110

TABELAS 1 a 5

FOTOS 1 a 63

VOLUME II

CAPÍTULO VIII - PETROGÊNESE

**CAPÍTULO IX - CONSIDERAÇÕES SOBRE OS AMBIENTES DEPOSICIONAIS DOS GRUPOS SERRA
DO ITABERABA E SÃO ROQUE E A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA**

**CAPÍTULO X - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS IDADES DOS GRUPOS SERRA DO ITABERABA E
SÃO ROQUE**

CAPÍTULO XI - ASPECTOS METALOGENÉTICOS

CAPÍTULO XII - CONCLUSÕES

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEXOS I a X

FIGURAS 32a a 69b (ANEXO VI) e 111 a 331

TABELAS 6 a 17 (ANEXO VII), 18 a 26 (ANEXO IX), 27 a 39 (ANEXO X) e 40 a 44

FOTO 64

SUMÁRIO

VOLUME I

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO.....	1
1 OBJETIVOS E PLANO DE TESE.....	1
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS.....	2
3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	3
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
4.1 Materiais Utilizados.....	4
4.1.1 Mapas-base.....	4
4.1.2 Fotografias aéreas e imagens de sensores remotos.....	4
4.2 Métodos de Trabalho.....	5
4.2.1 Trabalhos preliminares.....	6
4.2.2 Levantamentos sistemáticos de campo, amostragens e análises laboratoriais.....	7
a) Mapeamento sistemático, amostragem e elaboração dos mapas geológicos.....	7
b) Petrografia.....	10
c) Coloração seletiva de feldspatos.....	11
d) Análise de minerais residuais.....	11
e) Difractometria de raios X.....	11
f) Petroquímica de rocha total.....	12
g) Análise estrutural.....	13
h) Análise metalogenética.....	13
4.2.3 Atividades complementares e trabalhos finais.....	14

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA, GEOLOGIA REGIONAL E SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA DA ÁREA ESTUDADA.....	15
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
1.1 Trabalhos Históricos.....	15
1.1.1 Sobre a descoberta do ouro em São Paulo.....	15
1.1.2 Os trabalhos iniciais.....	17
1.2 Primeira Fase dos Estudos Sistemáticos.....	18
1.3 Segunda Fase dos Estudos Sistemáticos.....	22
1.4 A Evolução dos Mapeamentos Geológicos.....	35
1.5 Estudos Geoeconômicos.....	37
1.6 Outros Estudos de Interesses Específicos.....	43
1.6.1 As grandes estruturas regionais.....	43
1.6.2 Estudos geocronológicos.....	44
1.6.3 Sobre fósseis do Pré-Cambriano.....	47
1.6.4 Estudos mineralógicos.....	47
1.6.5 Estudo do quimismo de algumas rochas.....	49
1.6.6 Estudos radiométricos.....	49
1.6.7 Os sedimentos cenozóicos.....	50
1.6.8 Sobre a tectônica pós-cretácica.....	51
1.6.9 Estudos geomorfológicos.....	51
1.6.10 Levantamentos bibliográficos prévios.....	52
1.6.11 Relatórios de atividades.....	52

1.6.12 Alguns estudos de interesse regional.....	52
2 GEOLOGIA REGIONAL.....	55
3 SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA.....	58

CAPÍTULO III

ESTRATIGRAFIA	61
1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	61
2 PROPOSTAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A FAIXA SÃO ROQUE/SERRA DO ITABERABA.....	62
3 PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA A REGIÃO DAS SERRAS DO ITABERABA E DA PEDRA BRANCA.....	68
4 CORRELAÇÕES.....	69

CAPÍTULO IV

LITOLOGIA	75
1 COMPLEXO IGARATÁ.....	75
2 GRUPO SERRA DO ITABERABA.....	75
2.1 Formação Morro da Pedra Preta.....	75
2.1.1 Metapelitos.....	80
2.1.2 Metabasitos.....	87
2.1.3 Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo.....	89
2.1.4 Rochas metavulcanoclásticas.....	89
a) Metabrechas e meta-aglomerados vulcânicos basálticos.....	93
b) Metatufos e meta-hialoclastitos basálticos.....	95
c) Metavulcanoclásticas de composições intermediárias.....	96
2.1.5 Metassedimentos tufíticos.....	100
2.1.6 Rochas de composições intermediárias a ácidas.....	101
2.1.7 Rochas cálcio-silicáticas.....	104
2.1.8 Metassedimentos grafitosos.....	106
2.1.9 Metassedimentos quartzosos.....	108
2.1.10 Formações ferríferas.....	108
a) Tipo simples.....	110
b) Tipo complexo.....	113
2.1.11 Marunditos.....	113
2.1.12 Rochas gnáissico-migmatíticas.....	115
2.2 Formação Nhanguçu.....	115
2.2.1 Metapelitos manganíferos.....	117
2.2.2 Rochas carbonáticas.....	120
2.2.3 Metapelitos peraluminosos.....	122
2.3 Formação Pirucaia.....	123
3 GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU.....	124
3.1 Metaconglomerados e Metabrechas.....	125
3.2 Metarritmitos, Metarcóseos, Quartzitos, Filitos Grafitosos e Ardósias.....	127
3.3 Metabasitos, Metassedimentos Tufíticos e Rochas Cálcio-Silicáticas.....	127
4 ROCHAS GRANITÓIDES.....	129
4.1 Granitóides da Suíte Não Porfírica.....	129
4.1.1 Granitóides Pau Pedra.....	130
4.1.2 Granitóides Reago.....	131
4.1.3 Granitóides Jaguarí.....	

4.1.4	Granitóide Pouso Alegre 1	132
4.1.5	Granitóides da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos	132
4.1.6	Granitóides Gussoroça	133
4.1.7	Granitóides Guavirubá	133
4.1.8	Corpos menores	134
4.2	Granitóides da Suite Porfírica	135
4.2.1	Granitóides Serra da Pedra Branca	135
4.2.2	Granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari	139
4.2.3	Granitóides Jundiuvira	139
4.2.4	Granitóides Serra Lagoa	140
4.2.5	Granitóides Pouso Alegre 2	140
4.2.6	Corpos menores	141
5	ROCHAS CATACLÁSTICAS	141
5.1	Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZFRJ)	142
5.2	Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)	145
5.3	Zona de Falhas do Mandaqui (ZFM) e Zona de Falhas do Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos (ZFTG-RM)	146
5.4	Zona de Falhas Sertãozinho (ZFS)	146
5.5	Falhas Menores	148
5.5.1	Falhas de caráter transcorrente, normal e inverso	148
5.5.2	Falhas de empurrão	148
6	FORMAÇÕES RESENDE E SÃO PAULO	149
7	ALUVIÕES E COLUVIÕES	150

CAPÍTULO V

ANÁLISE ESTRUTURAL	153
1 CRITÉRIOS UTILIZADOS	153
2 ESTRUTURAS	154
2.1 Estruturas Primárias	154
2.1.1 Grupo São Roque	154
2.1.2 Grupo Serra do Itaberaba	154
2.2 Estruturas Secundárias	155
2.2.1 Foliações	155
a) Foliação S ₁	155
a1) Grupo São Roque	155
a2) Grupo Serra do Itaberaba	156
b) Foliação S ₂	156
b1) Grupo São Roque	156
b2) Grupo Serra do Itaberaba	158
c) Foliação S ₃	160
c1) Grupo São Roque	160
c2) Grupo Serra do Itaberaba	160
d) Foliação S ₄	161
e) Foliação S ₅	162
f) Foliações miloníticas e cataclásticas	162
2.2.2 Lineações	163
2.2.3 Dobras	164
a) Dobras D ₁	164
a1) Grupo São Roque	164
a2) Grupo Serra do Itaberaba	164
b) Dobras D ₂	165
b1) Grupo São Roque	165
b2) Grupo Serra do Itaberaba	165

c) Dobras D ₃	168
c1) Grupo São Roque	168
c2) Grupo Serra do Itaberaba	168
d) Dobras D ₄	170
e) Dobras D ₅	171
f) Dobras D ₆	171
g) Dobras D ₇	171
2.2.4 Falhas	171
3 CORRELAÇÕES ENTRE AS DEFORMAÇÕES DO GRUPO SÃO ROQUE E AS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA.....	172
4 ANÁLISE DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS	173
4.1 Domínio ZCJ - Zona de Cisalhamento Jundiuvira.....	173
4.2 Domínio ZCRJ - Zona de Cisalhamento do Rio Jaguarí.....	174
4.3 Domínio γPB - Granitóides Serra da Pedra Branca.....	174
4.4 Domínio GSR1 - Grupo São Roque, Leste da Falha da Lavrinha.....	177
4.5 Domínio GSR2 - Grupo São Roque, Alóctone Sobre o Grupo Serra do Itaberaba	177
4.6 Domínio GSR3 - Grupo São Roque, a Oeste da ZCJ, Incluindo Porções Isoladas pelos Falhamentos	178
4.7 Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, Flancos e Entrada da Estrutura da Barroca Funda.....	178
4.8 Domínio GSIA2 - Grupo Serra do Itaberaba, Região Apical da Estrutura da Barroca Funda.....	179
4.9 Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas do Ribeirão da Pedra Branca.....	179
4.10 Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas do Ribeirão Itaberaba.....	179
4.11 Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas da SKOL.....	180
4.12 Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste dos Domínios GSIB e GSIC	180
4.13 Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste das Estruturas do Ribeirão Itaberaba.....	181
4.14 Domínio GSIF - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura do Bairro Estiva.....	181
4.15 Domínio GSIA1...F - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S ₃	181
4.16 Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, Flanco Oeste da Estrutura da Pau Pedra.....	182
4.17 Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste do Domínio GSIG	182
4.18 Domínio GSIG+H - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S ₃	183
4.19 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Quartzitos da Formação Pirucaia	183
4.20 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Nordeste do Domínio GSII.....	183
4.21 Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, Norte do Domínio GSII	183
4.22 Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, Faixa de Ocorrência da Formação Pirucaia.....	184
4.23 Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, Sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca.....	184
4.24 Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, Rochas Carbonáticas a Leste do Domínio GSIM.....	184
4.25 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura da Tapera Grande	185
4.26 Domínio GSIM+I - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S ₃	185
4.27 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste do Domínio GSII.....	185
4.28 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Entre os Granitóides Pau Pedra e a Estrutura do Morro do Nhanguçu.....	186
4.29 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste da Estrutura do Morro do Nhanguçu.....	187
4.30 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura do Morro do Nhanguçu	187
4.31 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Formação Nhanguçu, Oeste do Domínio GSIN	187
4.32 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves.....	187
4.33 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste do Domínio GSII.....	188
4.34 Domínio GSII...8 - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S ₃	188
4.35 Domínio GSI - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S ₄	188
5 SÍNTESE.....	188

CAPÍTULO VI

PETROGRAFIA	191
1 GRUPO SERRA DO ITABERABA	191
1.1 Formação Morro da Pedra Preta	191
1.1.1 Metapelitos	191
a) Rochas constituídas essencialmente por muscovita/sericita e quartzo	193
b) Rochas grafitosas	193
c) Rochas com biotita, muscovita e, às vezes, granada	194
d) Rochas com estaurolita, granada, biotita e muscovita	197
e) Rochas com andaluzita e/ou cianita	198
f) Rochas com sillimanita e/ou fibrolita	199
g) Rochas com cordierita	202
1.1.2 Metabasitos	202
a) Rochas com hornblenda	204
b) Rochas com actinolita	209
c) Rochas com biotita	210
d) Litotipos subordinados	210
1.1.3 Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo	211
a) Rochas essencialmente vulcânicas	212
b) Rochas essencialmente vulcanoclásticas	215
1.1.4 Rochas metavulcanoclásticas	216
a) Rochas metabásicas com relíquias de textura hialoclástica	217
b) Metabrechas e metatufos basálticos com texturas e estruturas bem preservadas	219
c) Metatufos básicos (anfíbolitos laminados)	221
d) Anfíbolitos metavulcanoclásticos maciços ou foliados	222
e) Anfíbolio xistos, biotita-anfíbolio xistos e anfíbolio-biotita xistos	222
f) Metatufos básicos com contribuição de sedimentos carbonáticos	224
g) Clorita xistos	225
h) Metatufitos	226
i) Metavulcanoclásticas de composições intermediárias	228
1.1.5 Rochas de composições intermediárias a ácidas	229
1.1.6 Metacherts e quartzo de veios	233
a) Metacherts	233
b) Quartzo de veios	235
1.1.7 Turmalinitos	236
a) Turmalinitos sem ou com muito pouca granada	237
b) Granada turmalinitos	237
c) Hornblenda turmalinitos e plagioclásio-hornblenda turmalinitos	238
d) Sericita ($\pm$ talco) turmalinitos	239
1.1.8 Rochas cálcio-silicáticas	239
a) Rochas com tremolita-actinolita como constituintes principais	240
b) Rochas com diopsídio como constituinte principal	243
c) Rochas com epidoto como constituinte principal	243
d) Rochas com flogopita como constituinte principal	243
e) Rochas com carbonatos abundantes	244
f) Rochas com quartzo e epidoto como constituintes principais	245
1.1.9 Formações ferríferas	245
a) Tipo simples	245
b) Tipo complexo	247
b1) Com lâminas e bandas essencialmente cloríticas	247
b2) Com lâminas e bandas essencialmente anfíbolíticas	247
1.1.10 Marunditos	248
1.2 Formação Nhanguçu	252

1.2.1.	Metapelitos manganésíferos	252
1.2.2.	Rochas cálcio-silicáticas e carbonáticas.....	253
	a) Metapelitos cálcio-silicáticos.....	253
	b) Mármore e metacalcários.....	255
1.2.3	Metapelitos peraluminosos.....	256
1.3	Formação Pirucaia.....	258
1.3.1	Quartzitos.....	258
1.3.2	Metarcóseos.....	258
2	GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU.....	259
2.1	Metaconglomerados e Metabrechas.....	259
2.2	Filitos, Metarritmitos, Metarcóseos e Quartzitos.....	260
2.3	Metabasito.....	263
3	ROCHAS GRANITÓIDES.....	263
3.1	Granitóides da Suíte Não Porfírica.....	263
3.1.1	Granitóides Pau Pedra.....	263
3.1.2	Granitóides Reago.....	264
3.1.3	Granitóides da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos.....	266
3.1.4	Granitóide Gussoroca.....	267
3.1.5	Granitóides Guavirituba.....	267
3.1.6	Corpos Menores.....	268
3.2	Granitóides da Suíte Porfírica.....	268
3.2.1	Granitóides Serra da Pedra Branca.....	268
	a) Granodioritos a quartzó dioritos.....	269
	b) Granitos.....	270
	c) Quartzó monzonitos.....	271
3.2.2.	Granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari.....	271
3.2.3.	Granitóides Jundiuvira.....	273
3.2.4.	Corpos Menores.....	273
4	ROCHAS CATACLÁSTICAS.....	274

CAPÍTULO VII

METAMORFISMO.....	277
1 GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU.....	277
1.1 Metapelitos e Metarritmitos.....	277
1.2 Metaconglomerados e Metabrechas.....	283
1.3 Quartzitos e Metarcóseos.....	283
1.4 Metabasito.....	284
1.5 Considerações Finais.....	286
2 GRUPO SERRA DO ITABERABA.....	286
2.1 Metapelitos.....	286
2.1.1. Formação Nhangüçu.....	286
a) Metapelitos Peraluminosos.....	287
b) Metapelitos Manganésíferos.....	290
2.1.2 Formação Morro da Pedra Preta.....	291
a) Assembléias com muscovita + quartzo ± minerais opacos ± grafita ± turmalina ± apatita, com sericita retrometamórfica.....	291
b) Assembléias com muscovita + biotita + quartzo ± minerais opacos ± turmalina ± grafita ± apatita ± zircão ± plagioclásio ± ilmenita ± sulfetos ± epidoto, com clorita e sericita retrometamórficas. Inclui também, em raras amostras, pseudomorfos, possivelmente polimorfos de Al_2SiO_5	292
c) Assembléias com quartzo + biotita + muscovita + granada ± minerais opacos ± turmalina ± epidoto ± grafita, com biotita, clorita e sericita retrometamórficas.....	292

d) Assembléias com quartzo + muscovita + biotita + granada + estaurolita ± minerais opacos ± turmalina ± apatita ± zircão, com biotita, clorita e sericita retrometamórficos	297
e) Metapelitos com cianita e/ou andaluzita e/ou sillimanita	301
e1) muscovita + quartzo + cianita + granada ± biotita ± minerais opacos	302
e2) biotita + quartzo ± muscovita ± andaluzita ± cianita ± sillimanita ± granada ± estaurolita ± minerais opacos ± turmalina	304
e3) biotita + quartzo + muscovita ± granada ± sillimanita (ou fibrolita) ± turmalina ± minerais opacos ± estaurolita ± zircão	304
f) Assembléias com quartzo + biotita + muscovita + sillimanita (incluindo fibrolita) ± cordierita ± granada ± turmalina ± minerais opacos ± cianita ± andaluzita ± estaurolita ± zircão ± apatita ± feldspato potássico ± rutilo ± plagioclásio	308
2.1.3 Metassomatismo de K^+ , H^+ e Al^{3+}	316
2.1.4 Considerações sobre a estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5	317
2.1.5 Considerações sobre equilíbrios locais e taxas de nucleação, de dissolução e de crescimento dos minerais	320
2.1.6 Síntese da evolução metamórfica dos metapelitos	322
2.2 Metabasitos - Formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta	323
2.3 Metabasitos e Metavulcanoclásticas Hidrotermalizadas-Metassomatizadas Pré-Metamorfismo - Formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta	329
2.4 Rochas Metavulcanoclásticas - Formação Morro da Pedra Preta	335
2.5 Rochas de Composições Intermediárias a Ácidas - Formação Morro da Pedra Preta	337
2.6 Rochas Cálcio-Silicáticas	339
2.6.1 Formação Nhanguçu	340
a) Rochas carbonáticas com assembléias minerais ricas em calcita/dolomita e quartzo, com quantidades variáveis de flogopita, tremolita, clinozoisita e, subordinadamente, diopsídio, clorita, actinolita, escapolita, plagioclásio e feldspato potássico	340
b) Rochas constituídas essencialmente por flogopita, quartzo, clinozoisita/epídoto, tremolita/actinolita e subordinadamente minerais opacos, granada, biotita, cordierita, plagioclásio e cummingtonita	347
2.6.2 Formação Morro da Pedra Preta	350
2.7 Formações Ferríferas - Formação Morro da Pedra Preta	356
2.7.1 Assembléias com quartzo + magnetita + especularita	357
2.7.2 Assembléias com cummingtonita/grunerita/dannemorita + granada + óxidos de ferro + clorita	358
2.8 Marunditos - Formação Morro da Pedra Preta	363
3 ROCHAS CATACLÁSTICAS	365
3.1 Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ)	365
3.2 Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)	365
3.3 Falhas de empurrão	366
4 SÍNTESE	366

VOLUME II

CAPÍTULO VIII

PETROGÊNESE	369
1 METABASITOS	369
1.1 Seleção das Amostras	370

1.1.1	Determinação de possíveis alterações pós-magmáticas.....	370
1.1.2	Discriminação química das rochas com protolitos não basálticas sem composição de líquido basáltico.....	373
1.1.3	Amostras afetadas por ambos os processos ou pouco afetadas.....	374
1.2	Caracterização do Tipo de Magma Basáltico.....	374
1.3	Classificação Química.....	390
1.4	Análise do Quimismo e a Petrogênese.....	397
1.5	Determinação do Ambiente Geotectônico.....	427
1.6	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	448
1.7	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos de Elementos Terras Raras.....	454
1.8	Estimativa da Taxa de Expansão do Oceano Serra do Itaberaba.....	458
1.9	Estimativa da Profundidade de Geração de Magmas Basálticos.....	459
2	ROCHAS DE COMPOSIÇÕES INTERMEDIÁRIAS A ÁCIDAS.....	460
2.1	Caracterização do Tipo do Magmatismo.....	460
2.2	Classificação Química.....	462
2.3	Análise do Quimismo e Petrogênese.....	463
2.4	Determinação do Ambiente Geotectônico.....	467
2.5	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	476
2.6	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos de Elementos Terras Raras.....	476
3	ROCHAS METAVULCANOCLÁSTICAS BÁSICAS, CÁLCIO-SILICÁTICAS, E METAPELITOS.....	477
3.1	Rochas Metavulcanoclásticas Básicas.....	477
3.1.1	Classificação química.....	477
3.1.2	Análise do quimismo.....	478
3.2	Rochas Cálcio-Silicáticas - Análise do Quimismo.....	483
3.3	Metapelitos - Análise do Quimismo.....	486
3.4	Considerações Petrogenéticas.....	488
3.5	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	501
3.6	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos de Elementos Terras Raras - Metavulcanoclásticas Básicas.....	503
4	METABASITOS E METAVULCANOCLÁSTICAS HIDROTHERMALIZADAS-METASSOMATISADAS PRÉ-METAMORFISMO.....	503
4.1	Análise do Quimismo.....	505
4.2	Considerações Petrogenéticas.....	509
4.3	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	515
5	FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	516
5.1	Nomenclatura e Caracterização Genética.....	516
5.2	Análise do Quimismo e Considerações Petrogenéticas.....	520
5.3	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	533
6	TURMALINITOS E ROCHAS CORRELATAS.....	542
7	MARUNDITOS.....	545
7.1	Análise do Quimismo.....	545
7.2	Considerações Petrogenéticas.....	546
7.2.1	Metabauxitos.....	546
7.2.2	Metamorfismo de rochas produzido pela interação entre pegmatitos e rochas ultrabásicas e básicas magnesianas.....	549
7.2.3	Metamorfismo de <i>flint clays</i> (latossolos redepositados).....	550
7.2.4	Metamorfismo de produtos de alteração hidrotermal.....	550
7.2.5	Metamorfismo de materiais produzidos pela superposição de processos (incluindo meta-evaporitos).....	551
7.3	Modelo Genético Proposto.....	552
7.4	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos.....	557
8	ROCHAS GRANITÓIDES.....	557
8.1	Determinação de Possíveis Alterações Pós-Magmáticas.....	557
8.2	Caracterização do Tipo do Magmatismo.....	559
8.3	Classificação Química.....	563

8.4	Análise do Quimismo	566
8.5	Determinação do Ambiente Geotectônico	566
8.6	Análise dos Diagramas de Padrões Geoquímicos	576
9	SÍNTESE	583

CAPÍTULO IX

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS AMBIENTES DEPOSICIONAIS DOS GRUPOS SERRA DO ITABERABA E SÃO ROQUE E A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA		585
1	CONSIDERAÇÕES SOBRE OS AMBIENTES DEPOSICIONAIS	585
1.1	GRUPO SERRA DO ITABERABA	585
1.1.1	Formação Morro da Pedra Preta	585
1.1.2	Formação Nhanguçu	587
1.1.3	Formação Pirucaia	588
1.2	Grupo São Roque	588
2	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	590

CAPÍTULO X

CONSIDERAÇÕES SOBRE AS IDADES DOS GRUPOS SERRA DO ITABERABA E SÃO ROQUE		593
--	--	------------

CAPÍTULO XI

ASPECTOS METALOGENÉTICOS		601
1	MINERALIZAÇÕES DE OURO	601
1.1	Na Região do Grupo Serra do Itaberaba	601
1.1.1	Grupo Serra do Itaberaba	601
	a) Mineralizações associadas a horizontes estratigráficos definidos pela interface metavulcânicas-metavulcanoclásticas básicas a intermediárias e metapelitos, ou intercalados nos metabasitos	601
	b) Mineralizações associados a formações ferríferas cisalhadas, encaixadas em rochas metavulcanoclásticas básicas e metapelitos	602
	c) Outros tipos de ocorrências	602
1.1.2	Grupo São Roque	603
1.2	Na Faixa São Roque/Serra do Itaberaba	604
1.3	Considerações Sobre a Metalogênese do Ouro	605
2	MINERALIZAÇÕES DE SULFETOS E METAIS BÁSICOS	608
2.1	Mineralizações Disseminadas	608
2.2	Mineralizações Bandadas	609
3	OUTRAS OCORRÊNCIAS MINERAIS	610

CAPÍTULO XII

CONCLUSÕES		613
1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	613
2	MINERAIS RESIDUAIS	614
3	ESTRATIGRAFIA	614
4	ANÁLISE ESTRUTURAL	615

5 LITOLOGIA E PETROGRAFIA	616
a) Grupo Serra do Itaberaba	616
a1) Formação Morro da Pedra Preta	616
a2) Formação Nhanguçu	617
a3) Formação Pirucaia	617
b) Grupo São Roque	617
c) Rochas Granitoides	618
6 METAMORFISMO	618
7 PETROGÊNESE	619
8 METALOGÊNESE	621
9 GEOCRONOLOGIA	621
10 AMBIENTES DEPOSIÇÃOAIS	621

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	623
----------------------------------	-----

ANEXOS	695
--------------	-----

ÍNDICE DAS FIGURAS

VOLUME I

FIGURA 1 - Localização da área	3
FIGURA 2 - Articulação das folhas topográficas	6
FIGURA 3 - Distribuição dos afloramentos descritos por km ² - Mapa 1:25,000	8
FIGURA 4 - Distribuição dos afloramentos descritos por km ² em planta - Mapa 1:25,000 (curvas de isofrequência de 2 afloramentos/km ²)	9
FIGURA 5 - Distribuição dos afloramentos descritos por km ² - Mapa 1:10,000	9
FIGURA 6 - Distribuição dos afloramentos descritos por km ² em planta - Mapa 1:10,000 (curvas de isofrequência de 5 afloramentos/km ²)	10
FIGURA 7 - Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares paleozóicas a cenozóicas. (2) Rochas granitoides diversas. (3) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira. (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos a nordeste de posicionamento indefinido. (5) Grupo Serra do Itaberaba. (6) Complexo Embu (Paraíba). (7) Complexo Costeiro	56
FIGURA 8 - Situação geotectônica da faixa estudada. (1) Maciço Mediano de Guaxupé, (2) Sistema de Dobramentos Sudeste/Ribeira, (3) Faixa de Dobramentos Brasília, (4) Cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná, (5) Cráton do São Francisco, (6) Faixa São Roque/Serra do Itaberaba, com delimitação da área onde insere-se a parte estudada	59
FIGURA 9 - Esquema dos contatos litológicos definidos pela envoltória da S ₁ /S ₀ . (A) Como traçados nos mapas, (B) comportamento real	61
FIGURA 10 - Representação esquemática de algumas das dobras intrafoliais verificadas em afloramentos	62
FIGURA 11 - Evolução da nomenclatura e da estratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba	63

FIGURA 12 - Principais propostas de colunas litoestratigráficas para a Faixa São Roque/Serra do Itaberaba. (A) Hasui, Sadowski & Carneiro (1976), (B) Carneiro (1983), (C) Campos Neto <i>et al.</i> (1983a), (D) Juliani & Beljavskis (1983), (E) Dantas <i>et al.</i> (1986), (F) Dantas (1990), (G) Bergmann (1988).....	67
FIGURA 13 - Coluna estratigráfica proposta.....	70
FIGURA 14 - Representação esquemática de afloramento de <i>pillow lavas</i> isoladas em meio a rochas vulcanoclásticas finas a grossas do ponto L2-O2-N (Q12) do mapeamento de detalhe na escala de 1:2.000 (ANEXO III).....	86
FIGURA 15 - Esquema de afloramento representativo do término de um derrame de <i>pillow lavas</i> sobre basaltos maciços capcados por pelitos com metatufos e <i>metachert</i> ferruginoso do ponto A9-O2-N (Q12) do ANEXO III.....	87
FIGURA 16 - Esquema do afloramento do P-2029 (J15) mostrando as relações dos metabasitos hidrotermalizados-metassomatizados com as rochas não alteradas e os metassedimentos.....	88
FIGURA 17 - Esquema do perfil entre os afloramentos dos P-469 e P-470 (P13), mostrando as relações estratigráficas entre metabasitos, metatufos, metassedimentos tufíticos e metapelitos.....	99
FIGURA 18 - Esquema do perfil do P-700 (Q12), onde podem ser observadas as relações litoestratigráficas entre metassedimentos tufíticos, metapelitos e rochas cálcio-silicáticas.....	99
FIGURA 19 - Estratigrafia esquemática, sem escala, das formações ferríferas e rochas associadas no P-3113 (T8).....	112
FIGURA 20 - Perfil esquemático de parte do flanco leste da formação ferrífera do sul da área no P-486 (S12).....	112
FIGURA 21 - Localização dos corpos de rochas graníticas <i>lato sensu</i>	128
FIGURA 22 - Representação esquemática das deformações observadas no contato entre os Granitóides Pau Pedra e os metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta no P-480 (R11).....	129
FIGURA 23 - Mapa de lineamentos extraídos de imagens de radar. (1) Complexo Igaratá; (2) Grupo Serra do Itaberaba e Granitóides Serra da Pedra Branca; (3) Complexo Embu; (4) Grupo São Roque; (5) Granitóides da Cantareira; (6) Granitóides Pau Pedra; (7) Granitóides Serra Lagoa; (8) Zona de Cisalhamento Jundiuvira e Grupo São Roque; (9) Zona de Cisalhamento do Rio Jaguarí; (10) Zona de Falhas de Sertãozinho; (11) Zona de Falhas do Mandaqui; (12) Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos; (13) Bacia de São Paulo.....	143
FIGURA 24 - Representação esquemática de uma dobra isoclinal da segunda fase em rochas cálcio-silicáticas intercaladas em metapelitos no P-276 (Q11).....	166
FIGURA 25 - Esquema das dobras D ₂ no P-1042 (J15), com forte foliação associada e transpostas pelas S ₃ à direita. O acamamento sedimentar subparalelizado à S ₁ está indicado pelas camadas com diferentes composições mineralógicas e por reliquias da S ₁ transpostas.....	166
FIGURA 26 - Representação esquemática dos metapelitos do P-191 (P11), com S ₁ /S ₀ parcialmente transpostos pela foliação S ₂ , plano-axial às dobras D ₂ similares, com a crenulação S ₃ superposta.....	167
FIGURA 27 - Esquema de dobras D ₂ em metabasitos/metavulcanoclásticas do P-188 (Q11).....	167
FIGURA 28 - Detalhe das dobras D ₃ deformando metapelitos grafitosos do P427 (S13).....	169
FIGURA 29 - Esquema das dobras D ₃ abertas, com crenulação plano-axial pouco intensa, observada em rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária (plagioclásio-biotita xisto) do P-290 (Q11).....	170
FIGURA 30 - Localização dos domínios homogêneos analisados.....	175
FIGURA 31 - Esboço geológico da região da Serra do Itaberaba.....	176

VOLUME II - ANEXO VI

FIGURA 32a - Domínio ZCJ - Zona de Cisalhamento Jundiuvira - Foliações - Pólos.....	709
FIGURA 32b - Domínio ZCJ - Zona de Cisalhamento Jundiuvira - Foliações - Contorno.....	709
FIGURA 32c - Domínio ZCJ - Zona de Cisalhamento Jundiuvira - Lineações	709
FIGURA 33a - Domínio ZCRJ - Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari - Foliações - Pólos.....	709
FIGURA 33b - Domínio ZCRJ - Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari - Foliações - Contorno.....	709
FIGURA 33c - Domínio ZCRJ - Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari - Lineações.....	709
FIGURA 34a - Domínio γ PB - Granitóides Serra da Pedra Branca - S_2 - Pólos.....	711
FIGURA 34b - Domínio γ PB - Granitóides Serra da Pedra Branca - S_2 - Contorno.....	711
FIGURA 34c - Domínio γ PB - Granitóides Serra da Pedra Branca - Foliações	711
FIGURA 34d - Domínio γ PB - Granitóides Serra da Pedra Branca - Lineações	711
FIGURA 35a - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - S_1 - Pólos	711
FIGURA 35b - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - S_1 - Contorno	711
FIGURA 35c - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - Foliações.....	711
FIGURA 35d - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - Lineações.....	713
FIGURA 35e - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - S_2 - Pólos	713
FIGURA 35f - Domínio GSR1 - Grupo São Roque, leste da Falha da Lavrinha - S_2 - Contorno.....	713
FIGURA 36a - Domínio GSR2 - Grupo São Roque, alóctone sobre o Grupo Serra do Itaberaba - S_1 - Pólos.....	713
FIGURA 36b - Domínio GSR2 - Grupo São Roque, alóctone sobre o Grupo Serra do Itaberaba - S_1 - Contorno.....	713
FIGURA 36c - Domínio GSR2 - Grupo São Roque, alóctone sobre o Grupo Serra do Itaberaba - Foliações.....	713
FIGURA 36d - Domínio GSR2 - Grupo São Roque, alóctone sobre o Grupo Serra do Itaberaba - Lineações	713
FIGURA 37a - Domínio GSR3 - Grupo São Roque, oeste da ZCJ, incluindo porções isoladas pelos falhamentos - S_1 - Pólos	713
FIGURA 37b - Domínio GSR3 - Grupo São Roque, oeste da ZCJ, incluindo porções isoladas pelos falhamentos - S_1 - Contorno	715
FIGURA 37c - Domínio GSR3 - Grupo São Roque, oeste da ZCJ, incluindo porções isoladas pelos falhamentos - Foliações	715
FIGURA 37d - Domínio GSR3 - Grupo São Roque, oeste da ZCJ, incluindo porções isoladas pelos falhamentos - Lineações.....	715
FIGURA 38a - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - S_2 - Pólos	715
FIGURA 38b - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - S_2 - Contorno.....	715

FIGURA 38c - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - Foliações	715
FIGURA 38d - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - Lineações	715
FIGURA 38e - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - S ₃ - Pólos	717
FIGURA 38f - Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, flancos e entrada da estrutura da Barroca Funda - S ₃ - Contorno	717
FIGURA 39a - Domínio GSIA2 - Grupo Serra do Itaberaba, região apical da estrutura da Barroca Funda - S ₂ - Pólos	717
FIGURA 39b - Domínio GSIA2 - Grupo Serra do Itaberaba, região apical da estrutura da Barroca Funda - S ₂ - Contorno	717
FIGURA 39c - Domínio GSIA2 - Grupo Serra do Itaberaba, região apical da estrutura da Barroca Funda - Foliações	717
FIGURA 40a - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - S ₂ - Pólos	717
FIGURA 40b - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - S ₂ - Contorno	717
FIGURA 40c - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - Foliações	717
FIGURA 40d - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - Lineações	719
FIGURA 40e - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - S ₃ - Pólos	719
FIGURA 40f - Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão da Pedra Branca - S ₃ - Contorno	719
FIGURA 41a - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₂ - Pólos	719
FIGURA 41b - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₂ - Contorno	719
FIGURA 41c - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - Foliações	719
FIGURA 41d - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - Lineações	719
FIGURA 41e - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₃ - Pólos	719
FIGURA 41f - Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₃ - Contorno	721
FIGURA 42a - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - S ₂ - Pólos	721
FIGURA 42b - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - S ₂ - Contorno	721
FIGURA 42c - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - Foliações	721
FIGURA 42d - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - Lineações	721

FIGURA 42e - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - S ₃ - Pólos	721
FIGURA 42f - Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, estruturas da Skol - S ₃ - Contorno	721
FIGURA 43a - Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste dos domínios GSIB e GSIC - S ₂ - Pólos	721
FIGURA 43b - Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste dos domínios GSIB e GSIC - S ₂ - Contorno.....	723
FIGURA 43c - Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste dos domínios GSIB e GSIC - Foliações	723
FIGURA 43d - Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste dos domínios GSIB e GSIC - Lineações	723
FIGURA 44a - Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste das estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₂ - Pólos.....	723
FIGURA 44b - Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste das estruturas do Ribeirão Itaberaba - S ₂ - Contorno.....	723
FIGURA 44c - Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste das estruturas do Ribeirão Itaberaba - Foliações	723
FIGURA 44d - Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste das estruturas do Ribeirão Itaberaba - Lineações	723
FIGURA 45a - Domínio GSIF - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Bairro Estiva - Foliações.....	723
FIGURA 45b - Domínio GSIF - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Bairro Estiva - Lineações.....	725
FIGURA 46a - Domínio GSIA1...F - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Pólos	725
FIGURA 46b - Domínio GSIA1...F - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Contorno	725
FIGURA 47a - Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, flanco oeste da estrutura da Pau Pedra - S ₂ - Pólos	725
FIGURA 47b - Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, flanco oeste da estrutura da Pau Pedra - S ₂ - Contorno.....	725
FIGURA 47c - Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, flanco oeste da estrutura da Pau Pedra - Foliações.....	725
FIGURA 47d - Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, flanco oeste da estrutura da Pau Pedra - Lineações	725
FIGURA 48a - Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste do Domínio GSIG - S ₂ - Pólos	725
FIGURA 48b - Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste do Domínio GSIG - S ₂ - Contorno	727
FIGURA 48c - Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste do Domínio GSIG - Foliações	727
FIGURA 48d - Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, noroeste do Domínio GSIG - Lineações	727
FIGURA 49a - Domínio GSIG+H - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Pólos	727
FIGURA 49b - Domínio GSIG+H - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Contorno	727
FIGURA 50a - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, quartzitos da Formação Pirucaia - S ₂ - Pólos	727

FIGURA 50b - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, quartzitos da Formação Pirucaia - S ₂ - Contorno	727
FIGURA 50c - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, quartzitos da Formação Pirucaia - Foliações	727
FIGURA 50d - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, quartzitos da Formação Pirucaia - Lineações	729
FIGURA 51a - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, nordeste do Domínio GSII - S ₂ - Pólos	729
FIGURA 51b - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, nordeste do Domínio GSII - S ₂ - Contorno	729
FIGURA 51c - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, nordeste do Domínio GSII - Foliações	729
FIGURA 51d - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, nordeste do Domínio GSII - Lineações	729
FIGURA 52a - Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, norte do Domínio GSII - S ₂ - Pólos	729
FIGURA 52b - Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, norte do Domínio GSII - S ₂ - Contorno	729
FIGURA 52c - Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, norte do Domínio GSII - Foliações	729
FIGURA 52d - Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, norte do Domínio GSII - Lineações	731
FIGURA 53a - Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, faixa de ocorrência da Formação Pirucaia - S ₂ - Pólos	731
FIGURA 53b - Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, faixa de ocorrência da Formação Pirucaia - S ₂ - Contorno	731
FIGURA 53c - Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, faixa de ocorrência da Formação Pirucaia - Foliações	731
FIGURA 53d - Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, faixa de ocorrência da Formação Pirucaia - Lineações	731
FIGURA 54a - Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca - S ₂ - Pólos	731
FIGURA 54b - Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca - S ₂ - Contorno	731
FIGURA 54c - Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca - Foliações	731
FIGURA 54d - Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca - Lineações	733
FIGURA 55a - Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, rochas carbonáticas a leste do Domínio GSIM - S ₂ - Pólos	733
FIGURA 55b - Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, rochas carbonáticas a leste do Domínio GSIM - S ₂ - Contorno	733
FIGURA 55c - Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, rochas carbonáticas a leste do Domínio GSIM - Foliações	733
FIGURA 55d - Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, rochas carbonáticas a leste do Domínio GSIM - Lineações	733
FIGURA 56a - Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - S ₂ - Pólos	733

FIGURA 56b - Domínio GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - S ₂ - Contorno	733
FIGURA 56c - Domínio GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - Foliações	733
FIGURA 56d - Domínio GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - Lineações	735
FIGURA 56e - Domínio GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - S ₃ - Pólos	735
FIGURA 56f - Domínio GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura da Tapera Grande - S ₃ - Contorno	735
FIGURA 57a - Domínio GSIM+1 - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Pólos	735
FIGURA 57b - Domínio GSIM+1 - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Contorno	735
FIGURA 58a - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12' - S ₂ - Pólos	735
FIGURA 58b - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12' - S ₂ - Contorno	735
FIGURA 58c - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12' - Foliações	735
FIGURA 58d - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12' - Lineações	737
FIGURA 59a - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12" - S ₂ - Pólos	737
FIGURA 59b - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Subárea GS12" - S ₂ - Contorno	737
FIGURA 60a - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - S ₂ - Pólos	737
FIGURA 60b - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - S ₂ - Contorno	737
FIGURA 60c - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Foliações	737
FIGURA 60d - Domínio GS12 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - Lineações	737
FIGURA 61a - Domínio GS12+2' - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - S ₃ - Pólos	737
FIGURA 61b - Domínio GS12+2' - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GS11 - S ₃ - Contorno	739
FIGURA 62a - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Pólos	739
FIGURA 62b - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Contorno	739
FIGURA 62c - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - Foliações	739
FIGURA 62d - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - Lineações	739
FIGURA 62e - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₃ - Pólos	739
FIGURA 62f - Domínio GS13 - Grupo Serra do Itaberaba, entre os Granitóides Pau Pedra e a estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₃ - Contorno	739

FIGURA 63a - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Pólos	739
FIGURA 63b - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Contorno	741
FIGURA 63c - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - Foliações	741
FIGURA 63d - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - Lineações	741
FIGURA 63e - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₃ - Pólos	741
FIGURA 63f - Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste da estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₃ - Contorno	741
FIGURA 64a - Domínio GSI5 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Pólos	741
FIGURA 64b - Domínio GSI5 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Morro do Nhanguçu - S ₂ - Contorno	741
FIGURA 64c - Domínio GSI5 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Morro do Nhanguçu - Foliações	741
FIGURA 64d - Domínio GSI5 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Morro do Nhanguçu - Lineações	743
FIGURA 65a - Domínio GSI6 - Grupo Serra do Itaberaba, oeste do Domínio GSIN - S ₂ - Pólos	743
FIGURA 65b - Domínio GSI6 - Grupo Serra do Itaberaba, Formação Nhanguçu, a oeste do Domínio GSIN - S ₂ - Contorno	743
FIGURA 65b - Domínio GSI6 - Grupo Serra do Itaberaba, Formação Nhanguçu, a oeste do Domínio GSIN - Foliações	743
FIGURA 66a - Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves - S ₂ - Pólos	743
FIGURA 66b - Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves - S ₂ - Contorno	743
FIGURA 66c - Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves - Foliações	743
FIGURA 66d - Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves - Lineações	743
FIGURA 66e - Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves - S ₃ - Pólos	745
FIGURA 67a - Domínio GSI8 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GSI7 - S ₂ - Pólos	745
FIGURA 67b - Domínio GSI8 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GSI7 - S ₂ - Contorno	745
FIGURA 67c - Domínio GSI8 - Grupo Serra do Itaberaba, sudeste do Domínio GSI7 - Foliações	745
FIGURA 68a - Domínio GSI2...8 - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Pólos	745
FIGURA 68b - Domínio GSI2...8 - Grupo Serra do Itaberaba - S ₃ - Contorno	745
FIGURA 69a - Domínio GSI - Grupo Serra do Itaberaba - S ₄ - Pólos	745

FIGURA 69b - Domínio GSI - Grupo Serra do Itaberaba - S ₄ - Contorno.....	745
--	-----

VOLUME I

FIGURA 70 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	192
FIGURA 71 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações. As diferentes gerações de anfibólios e suas transformações metamórficas/retrometamórficas estão indicadas pelos números e setas.....	203
FIGURA 72 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos da Formação Morro da Pedra Preta - Síntese das relações de cristalização dos minerais metamórficos com as foliações e das principais transformações metamórficas/retrometamórficas dos anfibólios	204
FIGURA 73 - Distribuição do teor de anortita dos plagioclásios dos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba - Formação Morro da Pedra Preta	205
FIGURA 74 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizadas - metassomatizadas pré-metamorfismo da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.....	211
FIGURA 75 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas metavulcanoclásticas da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	217
FIGURA 76 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas de composições intermediárias a ácidas da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.....	230
FIGURA 77 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	241
FIGURA 78 - Grupo Serra do Itaberaba - Formações ferríferas dos tipos simples (fácies óxido) e complexo (fácies silicato/óxido) e rochas associadas da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	246
FIGURA 79 - Grupo Serra do Itaberaba - Marunditos da Formação Morro da Pedra Preta. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	249
FIGURA 80 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos manganésíferos da Formação Nhanguçu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	252
FIGURA 81 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas cálcio-silicáticas e carbonáticas da Formação Nhanguçu. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	253
FIGURA 82 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos peraluminosos da Formação Nhanguçu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	256
FIGURA 83 - Grupo Serra do Itaberaba - Quartzitos e metarcóseos e da Formação Pirucaia - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.....	258
FIGURA 84 - Grupo São Roque - Metaconglomerados e metabrechas da Formação Piragibu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.....	259
FIGURA 85 - Grupo São Roque - Filitos, metarritinitos, metarcóseos e quartzitos da Formação Piragibu. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações	260
FIGURA 86 - Grupo São Roque - Metabasito da Formação Piragibu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.....	263

FIGURA 87 - Classificação mineralógica (QAP) das rochas granitóides. Os números dos diagramas correspondem aos dos corpos identificados na FIGURA 21	265
FIGURA 88 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos e metarritmitos do Grupo São Roque - Formação Piragibu. As setas (↑) indicam as transformações retrometamórficas dos minerais	278
FIGURA 89 - <i>Grids</i> metamórficos principais na região da Serra do Itaberaba. (A) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo São Roque, sendo (1) as definidas para os metassedimentos e (2) as definidas para os metabasitos. (B) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo Serra do Itaberaba durante o desenvolvimento da S_2 , tendo sido a faixa hachurada definida pelas paragêneses predominantes. (C) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo Serra do Itaberaba durante o desenvolvimento da S_1 , tendo sido a faixa hachurada definida pelas paragêneses predominantes. (D) Tendências definidas pelos minerais cristalizados/recristalizados nos planos da S_3 (GSI) e S_2 (GSR)	279
FIGURA 90 - Principais reações de equilíbrio dos polimorfos de Al_2SiO_5	282
FIGURA 91 - Paragêneses metamórficas (a) e retrometamórficas (b) do metabasito do Grupo São Roque - Formação Piragibu	284
FIGURA 92 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos peraluminosos (a) e dos metapelitos manganíferos (b). Composição da amostra H-065-R (◊)	289
FIGURA 93 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba	293
FIGURA 94 - Esquema das exsoluções de mullita na sillimanita com a queda da pressão, segundo Schreyer (1976, em: Deer, Howie & Zussman, 1982)	307
FIGURA 95 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba - Formação Nhanguçu e Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	326
FIGURA 96 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo das formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta. De (a) para (c) são assembléias de mais baixo para mais alto grau de alteração e em (d) as principais paragêneses retrometamórficas. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	332
FIGURA 97 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas das rochas metavulcanoclásticas da Formação Morro da Pedra Preta. Em (a) estão as paragêneses das metavulcanoclásticas biotíticas e cloríticas e em (b) a (d) as paragêneses das demais com o aumento do grau metamórfico. Em (e) a (h) estão as respectivas transformações retrometamórficas. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	336
FIGURA 98 - Paragêneses metamórficas (a) e retrometamórficas (b) das rochas metaintermediárias a meta-ácidas da Formação Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	338
FIGURA 99 - Paragêneses metamórficas progressivas e retrometamórficas (minerais indicados pelas setas) das rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	341
FIGURA 100 - Principais reações metamórficas em rochas carbonáticas silicosas (copiado de Winkler, 1977), segundo Metz & Trommsdorff, 1968), com as modificações de Metz (1970) e de Metz & Pühan (1970, 1971), introduzidas por Winkler (1977)	342
FIGURA 101 - Diagrama isobárico de $T-X_{CO_2}$ com $P_f = 5$ kb (copiado de Winkler, 1977) para reações em dolomitos silicosos (Metz, 1973, em Winkler, 1997)	343

FIGURA 102 - Detalhe ampliado da FIGURA 100, para reações com X_{CO_2} elevada e $P_f = 1$ kb, de diagrama isobárico para algumas reações em rochas carbonáticas silicosas (copiado de Winkler, 1977)	345
FIGURA 103 - As paragêneses (1) e (6) definem a faixa onde pode ter ocorrido o metamorfismo das rochas carbonáticas silicosas das formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta (copiado de Winkler, 1977). As abreviações estão listadas na FIGURA 93	348
FIGURA 104 - Diagrama T- X_{CO_2} em $P_f = 7$ kb para alguns equilíbrios no sistema K_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O , segundo Kerrick (1974).....	349
FIGURA 105 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas das rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93	352
FIGURA 106 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas das formações ferríferas da fácies silicato-óxido complexas da Formação Morro da Pedra Preta (representadas no diagrama de Haase, 1982a)	358
FIGURA 107 - Limites da estabilidade da grunerita, segundo Forbes (1977) e Fonarev & Korolkov (1980) (reproduzido de Gilbert & Popp, 1982), onde (Fp) ferro-pargasita e (Pa) pargasita.....	360
FIGURA 108 - Estabilidade da grunerita em condições redutoras sob influência de X_{CO_2} e P_f (Mel'nik, 1982).....	361
FIGURA 109 - Diagrama de temperatura e X_{CO_2} , à $P = 2$ kb, para reações metamórficas comuns em formações ferríferas (Haase, 1982b, com modificações compiladas por Klein, 1983)	362
FIGURA 110 - Paragêneses metamórficas dos marunditos da Formação Morro da Pedra Preta. (1) paragêneses mais comuns, (2) e (3), mais raras	363

VOLUME II

FIGURA 111 - Discriminação das amostras que sofreram alterações no conteúdo de sódio e de potássio, distribuídas acima da linha tracejada	370
FIGURA 112 - Discriminação das amostras que sofreram alterações químicas durante espilitização e intemperismo submarino onde (a - b) misturas epidoto-clorita, (CT) tholeiito continental, (OAB) basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, (CAB) álcali basaltos continentais e (OT) tholeiitos oceânicos	371
FIGURA 113 - Tendências de dispersões da relação Zr versus K, indicando possíveis alterações pós-magmáticas nas amostras que não se alinham com as tendências (1) e (2). A linha (1) representa a tendência principal das rochas, a (2) a definida por Cann (1969, 1970) e a (3) uma possível tendência subordinada	372
FIGURA 114 - Tendências da relação Zr versus Ti, com dispersões altas, sugerindo mobilidade de ambos elementos durante os processos de alteração e metamorfismo. Em (1) verifica-se a tendência das amostras da Serra do Itaberaba e em (2) a das amostras da Carlsberg Ridge.....	372
FIGURA 115 - Discriminação das rochas que não apresentam composição basáltica. Os campos foram delimitados com análises químicas de rochas dos mais diversos ambientes geotectônicos, onde: (1) representa o limite que separa as rochas de composição basáltica (acima da linha) das demais, (2) lavas intra-placas, (3) lavas de arcos de ilhas, (4) lavas de cadeias meso-oceânicas, (o) metabasitos, (◇) rochas metaintermediárias, (□) metaintermediárias vulcanoclásticas e (+) metariolito.....	373
FIGURA 116 - Diagrama para discriminação das rochas que não têm composições compatíveis com a de líquidos basálticos	374

- FIGURA 117** - Distinção das rochas de composições tholeiítica (1), de alto alumínio (2) e alcalina (3), através dos teores de álcalis e sílica, onde (■) representa as RPA, (Δ) RA, (□) RM, (o) RAM, e os demais símbolos (0, *, x) as rochas de composição intermediária. A seta da esquerda indica a tendência das alterações químicas introduzidas nas RA e RAM e as da direita, as evoluções magmáticas das rochas intermediárias 375
- FIGURA 118** - Diagrama com as mesmas variáveis que o anterior, mas com as subdivisões propostas por Irvine & Baragar (1971), onde se nota a distribuição das rochas metabasíticas e metaintermediárias no campo subalcalino. A seta representa a tendência evolutiva das rochas metaintermediárias a ácidas 376
- FIGURA 119** - Os metabasitos têm, em geral, também neste diagrama tendências tholeiíticas, mas nota-se que as RAM e RA tendem a concentrar-se nas proximidades do campo das composições dos basaltos transicionais. As RM, entretanto, parecem não ter as razões Y/Nb significativamente alteradas e as RPA variam amplamente, sugerindo possíveis alterações nas concentrações relativas destes elementos 376
- FIGURA 120** - A partir da maior concentração das RPA, notam-se duas tendências diferentes de evolução para dos litotipos RAM e RM, havendo, grosso modo, uma redução da razão (Zr/P₂O₅) para as primeiras e um aumento da mesma razão para as segundas. As RA parecem não ter estas razões afetadas, mas, apesar disto, quase todos os litotipos plotam no campo dos tholeiitos (1), com uma única amostra no campo alcalino (2) 377
- FIGURA 121** - A distribuição das amostras define característicos dos tholeiitos para quase todas elas (1), com apenas duas amostras no campo alcalino (2) 378
- FIGURA 122** - A tendência tholeiítica (1) é bem expressada neste diagrama, com os basaltos alcalinos em (2), podendo-se verificar ainda as tendências de distribuição dos tholeiitos oceânicos (3) e dos continentais (4) 378
- FIGURA 123** - Em (1) tem-se o campo dos tholeiitos e em (2) dos basaltos alcalinos, com as subdivisões dos campos dos basaltos tholeiíticos oceânicos (OTB), basaltos alcalinos oceânicos (OAB), basaltos alcalinos continentais (CAB), tholeiitos de ilhas oceânicas (OIT) e basaltos tholeiíticos continentais (CTB). As RPA distribuem-se, essencialmente, no campo dos basaltos tholeiíticos oceânicos 379
- FIGURA 124** - Campo das rochas tholeiíticas (1) e cálcio-alcalinas (2). A tendência sub-horizontal ou pouco inclinada é típica de tholeiitos abissais. Pode-se notar à direita as tendências introduzidas pelas diversas alterações nas RAM, RA e RM 379
- FIGURA 125** - Campos onde se distribuem as rochas tholeiíticas (1) e as cálcio-alcalinas, com a tendência característica dos tholeiitos abissais em (3), definida pelas RPA e as tendências das alterações introduzidas nas RAM, RA e RM à direita 380
- FIGURA 126** - Diagrama para separação de tendência tholeiítica (1), cálcio-alcalina (2) e komatiítica (3) definidas para rochas do Greenstone Belt do Abitibi 380
- FIGURA 127** - Característicos de tholeiitos de alto ferro (HFT) definidos para as RPA. O enriquecimento em MgO é evidente para algumas das amostras RAM, distribuídas no limite dos campos dos tholeiitos de alto magnésio (HMT) e dos komatiitos basálticos (BK), além de tendências para basaltos cálcio-alcalinos (CB) 381
- FIGURA 128** - Tendências claramente tholeiíticas (1) são também evidenciadas neste diagrama, com poucas das amostras RA e RAM adquirindo tendências cálcio-alcalina (2) a shoshonítica (3) 382
- FIGURA 129** - Utilizando-se do Índice de Solidificação de Kuno, nota-se também a tendência tholeiítica (1) com amostras alteradas tendendo a cálcio-alcalina (2) 282
- FIGURA 130** - Tendências tholeiítica, bem definida para a maioria das amostras (1), cálcio-alcalina (2) e shoshonítica (3). Nota-se, também, grande enriquecimento relativo de Na₂O nas amostras RA, menos intensas nas RAM 383

- FIGURA 131 - Quase todas as análises das rochas plotam no campo dos tholeiitos (1), sem tendências para o campo das rochas cálcio-alcálicas (2), talvez devido à mobilidade relativamente pequena de Al_2O_3 . Enriquecimentos e empobrecimentos neste óxido são evidentes para as RM e também para as RAM 383
- FIGURA 132 - Tendências das rochas alcalinas subsaturadas (1), alcalinas saturadas (2), cálcio-alcálicas (3) e tholeiíticas (4). Campo de distribuição dos basaltos alcalinos (5), basaltos hiper-alcálicos (6), basaltos tholeiíticos (7), basaltos (8), andesitos (9), dacitos (10) e riólitos (11)..... 384
- FIGURA 133 - A tendência cálcio-alcálica (1), distinta da tholeiítica (2) neste diagrama, pode ser interpretada como introduzida por processos de alterações, onde as RPA plotam no campo dos basaltos (3) e as RA no campo dos andesitos (4), sem alcançar os campos dos dacitos (5) e riólitos (6)..... 385
- FIGURA 134 - Tendências (1) tholeiítica e (2) cálcio-alcálica, com as RM e RAM mostrando, para teores semelhantes de SiO_2 , largas variações na razão definida, indicando a ação de processos magmáticos e de alterações e as RPA, tendências tholeiíticas..... 385
- FIGURA 135 - A tendência tholeiítica (1) é reafirmada para os metabasitos da Serra do Itaberaba, distinta da cálcio-alcálica (2) 386
- FIGURA 136 - Campos onde se distribuem as rochas tholeiíticas (1), tholeiíticas + cálcio-alcálicas (2), cálcio-alcálicas (3) e tholeiitos abissais (4), onde a tendência tholeiítica das RPA (representada pela seta) é evidente para as rochas da Serra do Itaberaba 386
- FIGURA 137 - Tendência tholeiítica, baseada na razão FeO^*/MgO e no elemento de transição vanádio. Os campos estão numerados de acordo com a FIGURA 136..... 387
- FIGURA 138 - Campo onde se distribuem os tholeiitos abissais (1), de ilhas oceânicas (2) e de arcos insulares e margens continentais ativas (3) 387
- FIGURA 139 - Campos onde se distribuem rochas básicas e ultrabásicas de *greenstone belts*, onde (T) representa os tholeiitos, (BK) "komatiitos basálticos", (Hd) "komatiíticos basálticos" de Badplaas e (G) do tipo Geluk, komatiitos de Sandspruit (S) e da Formação Komati (K) e peridotitos (P) 388
- FIGURA 140 - Distribuição das RPA no campo dos tholeiitos, com parte das RM e RAM com teores elevados de MgO ou mais baixos de TiO_2 , adentrando no campo dos komatiitos 388
- FIGURA 141 - Neste diagrama a tendência tholeiítica (1) não é clara para as RPA, mas é evidente que os processos magmáticos (RM) ou mistos (RAM) deslocaram a composição química das rochas para o campo komatiítico (2). Estes processos podem ainda ter afetado parcialmente as RPA, mas não as RA..... 389
- FIGURA 142 - Característico tholeiítico dos metabasitos distintos do komatiítico, com as RM e, especialmente, as RAM gradando para o campo dos komatiitos 389
- FIGURA 143 - Neste diagrama as variações nos teores de titânio e de alumínio deslocam a composição das RM e RAM do campo dos tholeiitos (1), onde estão as RPA, para o campo dos komatiitos (2), com tendências semelhantes às observadas no diagrama da figura anterior..... 390
- FIGURA 144 - Diagrama AFM dos metabasitos e rochas metaintermediárias a ácidas, com típica tendência tholeiítica delineada pela seta (1) e com a tendência cálcio-alcálica introduzida pelas alterações hidrotermais-metassomáticas definida pela seta (2). Parte das rochas metaintermediárias a ácidas tem tendências cálcio-alcálicas 391
- FIGURA 145 - Diagrama TAS (Total Alkalies x Silica) com os metabasitos e demais litotipos ígneos e vulcanoclásticos plotados. Símbolos: metabasitos (idem anteriores), metaintermediárias (*), meta-ácidas (◇), metavulcanoclásticas básicas (+), picro-basaltos (Pc), basaltos (B), andesitos basálticos (O1), andesitos (O2), dacitos (O3), traqui-basaltos (S1), traqui-andesitos basálticos (S2), traqui-

dacitos e traquitos (T), basanitos e tefritos (U1), fono-tefritos (U2), tefri-fonólitos (U3), fonólitos (Ph) e foiditos (F)	392
FIGURA 146 - Detalhe da classificação dos metabasitos no diagrama TAS.....	392
FIGURA 147 - Classificação dos metabasitos e rochas metaintermediárias a ácidas quanto ao teor de potássio.....	393
FIGURA 148 - Classificação dos litotipos no diagrama R1-R2, onde: (1) representa picritos, (2) álcali-basaltos, (3) olivina basaltos, (4) tholeiitos, (5) traqui-basaltos, (6) lati-basaltos, (7) basaltos andesíticos, (8) traqui-andesitos, (9) latitos, (10) lati-andesitos, (11) andesitos, (12) traquitos, (13) quartzo latitos, (14) dacitos, (15) riódacitos e (16) riólitos.....	393
FIGURA 149 - Classificação química dos metabasitos e metaintermediárias a meta-ácidas. Os metabasitos e metavulcanoclásticas básicas têm composição essencialmente de basaltos subalcalinos, com nítida tendência em direção aos riódacitos e dacitos.....	394
FIGURA 150 - A distribuição dos metabasitos no campo dos basaltos subalcalinos e das metaintermediárias nos campos dos andesitos e riódacitos pode também ser observada neste diagrama, onde (SAB) representa basaltos subalcalinos, (A) andesitos, (RD) riódacitos e dacitos, (R) riólitos, (AB) álcali-basaltos, (TA) traqui-andesitos, (P) fonólitos, (T) traquitos e (CP) comenditos e pantelleritos.....	395
FIGURA 151 - Os mesmos característicos das figuras anteriores podem ser observados nesta, inclusive com as rochas metavulcanoclásticas básicas apresentando composições essencialmente de basaltos subalcalinos.....	395
FIGURA 152 - Os baixos teores de cério dos metabasitos provocam deslocamento para o campo dos dacitos-andesitos. As abreviações são as mesmas da FIGURA 150, acrescentando-se (BTP) basanitos e traqui-basanitos, (B) basaltos e (DA) dacitos e andesitos.....	396
FIGURA 153 - Os teores relativamente altos de gálio conferem às rochas, segundo este diagrama, característicos mais alcalinos. Além dos símbolos das FIGURAS 150 e 152, acrescenta-se: (AL) basaltos alcalinos, (AL) e (PT) fonólitos e traquitos.....	396
FIGURA 154 - A distribuição das amostras das rochas metabásicas está essencialmente no campo dos basaltos subalcalinos, com as metaintermediárias e meta-ácidas dispersas entre os campos dos andesitos, dacitos e álcali-basaltos. Os símbolos são os mesmos das figuras anteriores.....	397
FIGURA 155a - Diagramas de Harker e de variação de outros elementos para os metabasitos, onde (■) representa as RPA, (Δ) as RA, (□) as RM e (○) as RAM. As tendências definidas pelas linhas cheias são das RPA e as tracejadas das RM, RA e/ou RAM.....	401
FIGURA 155b - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para os metabasitos.....	402
FIGURA 155c - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para os metabasitos (continuação).....	403
FIGURA 156 - Diagrama MPR, com o índice SME, onde se pode notar, para as RPA, razão tendendo para ∞, indicando que não foram, ou foram pouco afetadas, por processos de diferenciação magmática. Já para as RM a razão é 0,86, compatível com fracionamento de olivina e clinopiroxênio, e outra de 0,47, que poderia estar indicando fracionamento de plagioclásio. Os MBVHM (▽) têm tendências não paralelas (linhas tracejadas), indicando lixiviação seletiva dos elementos considerados com as transformações químicas representadas pelas setas.....	415
FIGURA 157 - Neste diagrama, as RM têm R = 0,22, indicando fracionamento de pigeonita. Outra tendência sugerida, com R = 0,46, indica fracionamento de olivina e augita. As RPA definem alinhamento com R = 1,10. As linhas tracejadas correspondem a tendências definidas por alterações químicas dos protolitos.....	415
FIGURA 158 - A R = 0,31 indica o fracionamento de pigeonita, não sendo possível determinar o fracionamento de olivina e augita. As RM e as RAM alinham-se em tendências paralelas à R =	

- 0,31, indicando alterações hidrotermais, assim como as MBVHM, inclusive com algumas RAM associadas. Não há também tendências compatíveis com o fracionamento de magnetita. A linha mais inclinada define a tendência das RPA..... 416
- FIGURA 159 - Tendência de $R = 0,47$, indicando o fracionamento de augita relativamente cálcica e a $R = 0,87$, indicando fracionamento de pigeonita e de outra fase cálcica (plagioclásio). O não paralelismo das MBVHM é devido a remoções e concentrações relativas não proporcionais dos elementos considerados. A linha mais inclinada corresponde à tendência definida pelas RPA..... 417
- FIGURA 160 - Diagrama MPR aqui proposto, onde $R = 0,57$ indica cristalização fracionada de labradorita-andesina, e as fracas tendências com $R = 0,21$ indicam fracionamento de pigeonita ($R = 0,27$ corresponderia à augita). As análises das MBVHM indicam fortes extrações seletivas e concentração relativa dos elementos considerados durante as alterações hidrotermais-metassomáticas ocorridas antes do metamorfismo..... 418
- FIGURA 161 - As variações nos teores de Na_2O são sensíveis para todos litotipos, mostrando que foram afetados mais ou menos intensamente por alterações, provavelmente do tipo de fundo oceânico. O máximo das alterações produz as rochas RA e MBVHM, com enriquecimento de sódio nas primeiras e lixiviação quase total nas segundas, em parte alterando as proporções dos elementos químicos considerados..... 418
- FIGURA 162 - Razão de 0,21, indicando fracionamento de piroxênios, com as possíveis alterações hidrotermais superpostas. A tendência calculada de $R = 3,81$ para as RPA indica novamente terem estas rochas também sido afetadas pelos processos de alteração que geraram os espilitos. A gradação das RPA para as MBVHM nitidamente não mantém a proporcionalidade entre os minerais considerados..... 419
- FIGURA 163 - O $R \approx 0$ verificado para as RM indica que o potássio não participou nos processos de diferenciação magmáticas, mas as fortes dispersões dos demais litotipos e as tendências paralelas indicam sua forte mobilidade nos processos de alterações hidrotermais. As MBVHM exibem duas tendências, provavelmente em função da lixiviação proporcional e posterior reintrodução não-proporcional de potássio nas rochas com a perda de energia do sistema hidrotermal..... 420
- FIGURA 164 - A distribuição dos teores de P_2O_5 mostra-se, segundo este diagrama, muito pouco afetada pelos processos magmáticos, estando apenas pouco afetados pelas alterações hidrotermais, incluindo-se, nesta tendência, as MBVHM, alteradas de maneira mais intensa, não mais mantendo a proporcionalidade dos elementos..... 420
- FIGURA 165 - O manganês, como o fósforo, mostra-se pouco afetado pelos processos magmáticos ou de alteração, exceto para as MBVHM, onde as variações no quimismo são mais intensas. O P_2O_5 exibe ainda, para as MBVHM, uma tendência superposta, provavelmente devida aos eventos finais das atividades hidrotermais-metassomáticas..... 421
- FIGURA 166 - Os baixos fatores R observados neste diagrama são provavelmente devidos ao fracionamento de pigeonita e indicam claramente não terem sido fracionados ilmenita ou titanomagnetita. Entretanto, pode-se notar uma mobilidade relativamente alta para o titânio nos processos de alteração, especialmente para as RAM. As variações verificadas nas MBVHM confirmam modificações substanciais dos teores absolutos e na proporção de titânio nos litotipos..... 422
- FIGURA 167 - A forte dispersão do cromo para as RAM indica que o elemento foi relativamente móvel durante as alterações hidrotermais, especialmente nas que geraram as MBVHM. Uma certa variação para as RM e RPA sugere alguma participação nos processos de segregação magmática, mais provavelmente vinculada com o fracionamento de cromitas..... 422
- FIGURA 168 - A pouca dispersão das análises indica mobilidade relativamente baixa para o cobalto, exceto para as MBVHM..... 423
- FIGURA 169 - Fortes variações nos teores de nióbio sugerem mobilidades intensas para o elemento nos processos de alteração, com empobrecimentos e enriquecimentos, notadamente para as RAM e MBVHM..... 424

FIGURA 170 - As variações intensas indicam mobilidade alta para o neodímio, em especial para algumas RA, RAM e para as MBVHM	424
FIGURA 171 - As dispersões altas indicam mobilidade relativamente alta para o ítrio, inclusive para duas das amostras RPA. As MBVHM têm fortes variações, indicando alterações relativamente intensas nas rochas situadas nas proximidades dos antigos centros exalativos vulcanogênicos	425
FIGURA 172 - As tendências paralelas indicam variações nos teores de zircônio, mais extremas para as MBVHM, algumas RAM, e pouco sensíveis para as RA e RPA. Já as RM, com alinhamentos distintos, podem ter suas distribuições devidas à ação de processos de diferenciação magmática.....	426
FIGURA 173 - Neste diagrama as RPA e RA mostram-se relativamente concentradas, indicando pouca mobilidade do titânio. As variações observadas para as RM podem ser, em parte, devido aos processos magmáticos, mas o posicionamento das RAM e dos MBVHM indica a ação de processos de alterações hidrotermais provocando as dispersões	426
FIGURA 174 - A mobilidade relativa do zircônio é também evidente neste diagrama, bem como da razão FeO^*/MgO , devido aos processos magmáticos ou hidrotermais. As setas indicam as tendências definidas pelas alterações magmáticas ou hidrotermais-metassomáticas, incluindo as MBVHM.....	427
FIGURA 175 - Significativas variações nos teores de zircônio e de titânio são indicativas da mobilidade relativa destes elementos nos processos de alteração hidrotermal que afetaram estas rochas. O empobrecimento do titânio, com leve enriquecimento em zircônio, é típico para as MBVHM.....	428
FIGURA 176 - A mobilidade do titânio e do zircônio, alterando as razões existentes entre eles, é nítida neste diagrama. A tendência dada pelas RPA representa grosseiramente a tendência ígnea, mas, mesmo assim, notam-se variações em direção às RM, RAM e aos MBVHM	428
FIGURA 177 - Na tendência ígnea definida para as RPA incluem-se as RA, indicando pouca mobilidade de ítrio e do titânio nestas rochas (com poucas exceções), o que não ocorre com as RM e as RAM. Para os MBVHM a tendência é aproximadamente paralela à tendência ígnea, indicando ter sido mantida uma certa proporcionalidade entre os teores dos elementos, o que não ocorreu entre o titânio e o zircônio	429
FIGURA 178 - As variações nos teores de cálcio ressaltam os processos de espilitização e para as RM e RAM há nítidas diferenciações, evidenciando enriquecimentos e empobrecimentos, em parte devidos aos processos magmáticos. As dispersões, entretanto, evidenciam a mobilidade do titânio. A geração das MBVHM implica em forte extração do titânio, em tendência paralela à da espilitização.....	429
FIGURA 179 - As amostras RPA e as RA estão bem agrupadas e com tendência bem definida, assim como as RM, indicando variação proporcional da sílica e do titânio nos processos magmáticos e/ou de alterações, bem evidentes para as RAM. Nestas, enriquecimentos ou empobrecimentos indicam lixiviação e reprecipitação local. As MBVHM dispõem-se em outra tendência, sugerindo uma evolução final dos processos de alteração de fundo oceânico.....	430
FIGURA 180 - Distribuição das RPA e das RA no campo dos basaltos de fundo oceânico e das RM e RAM quase que exclusivamente no campo dos basaltos de arcos de ilhas.....	431
FIGURA 181 - A tendência de origem em fundo oceânico é evidente neste diagrama, assim como variações introduzidas nas RM e RAM. A mobilidade relativa do ítrio é bem expressada nas variações (inclusive das RPA) para o campo dos basaltos intra-placas ou em direção ao vértice $Yx3$	432
FIGURA 182 - Neste diagrama podem ser vistas as tendências de basaltos de fundo oceânico para as amostras da Serra do Itaberaba, com gradações para arcos de ilhas, devido à grande mobilidade do estrôncio, inclusive para as RA.....	432

- FIGURA 183** - Característicos oceânicos não afetados ou ressaltados pela perda de K_2O durante a alteração (RA) e o metamorfismo. Diversas amostras tiveram ganho de potássio, perdendo os característicos de basaltos de fundo oceânico, inclusive alterando a razão TiO_2/P_2O_5 . Notam-se também tendências de enriquecimentos em P_2O_5 , atribuíveis aos mesmos processos..... 433
- FIGURA 184** - Os característicos de basaltos de fundo oceânico são evidentes para a maioria das RAP e RA, que passam para característicos de arcos de ilhas nas RM e RAM, em função dos processos de cristalização fracionada e de alterações pós-magmáticas, causando perdas de Ti e Cr..... 434
- FIGURA 185** - A quase totalidade das amostras analisadas distribui-se no campo dos tholeiitos oceânicos neste diagrama, aplicável, também, segundo os autores, para rochas alteradas hidrotermalmente e metamorfisadas em baixo grau. (1) basaltos tholeiíticos oceânicos (OTB), (2) basaltos alcalinos oceânicos (OAB), (3) basaltos tholeiíticos continentais (CTB) e (4) basaltos alcalinos continentais (CAB)..... 435
- FIGURA 186** - Este diagrama exclui a possibilidade dos basaltos serem tholeiitos continentais e evidencia fortes alterações na razão Y/Nb, introduzidas possivelmente por processos hidrotermais-metassomáticos. As abreviações são as mesmas da FIGURA 185..... 435
- FIGURA 187** - A tendência de basaltos oceânicos é pouco nítida neste diagrama, que distingue bem os basaltos alcalinos dos tholeiíticos. As abreviações são as mesmas da FIGURA 185..... 436
- FIGURA 188** - A tendência tholeiítica de fundo oceânico é também ressaltada neste diagrama. As abreviações são as mesmas da FIGURA 185..... 436
- FIGURA 189** - As baixas razões Nb/Y, devido aos enriquecimentos em lítio e aos baixos teores de nióbio das rochas, tendem a propiciar característicos continentais a algumas das amostras estudadas, não confirmados pela estreita faixa de distribuição da razão $Zr/P_2O_5 \times 10.000$. As abreviações são as mesmas da FIGURA 185..... 437
- FIGURA 190** - As alterações introduzidas nas rochas por processos magmáticos e de alteração conferem, a parte dos litotipos, característicos de origem em arcos de ilhas (IAT). Mesmo parte das RPA plotam fora do campo MORB devido às alterações nos teores de cromo e do titânio, mas nenhuma das amostras têm característicos de origem em ambientes de ilhas oceânicas (OIT)..... 437
- FIGURA 191** - Característicos de ilhas oceânicas, dados provavelmente pelos altos teores de ferro dos litotipos e alterações nos teores de magnésio e alumínio. Esta origem parece ser a menos provável, considerando-se os demais diagramas utilizados..... 438
- FIGURA 192** - Neste diagrama as RPA tendem a se distribuir no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicas, com as RAM e RM tendendo para ambientes de arcos de ilhas. Notam-se grandes dispersões, inclusive das RA, mas praticamente sem amostras no campo dos basaltos intra-placas..... 439
- FIGURA 193** - As RPA exibem tendências semelhantes à de Carlsberg Ridge (1), de fonte mantélica levemente empobrecida, com variações para fontes mais empobrecidas, do tipo Tonga (2), ou mais enriquecidas, do tipo Havai (3). Nota-se também a forte dispersão das RAM e RM. (C3) corresponde à composição do condrito 3 e os demais símbolos são das rochas intermediárias a ácidas, já distinguidas nas figuras anteriores..... 440
- FIGURA 194** - A forte inclinação dada pelas RPA indica fracionamento magmático em sistema aberto..... 440
- FIGURA 195** - As tendências observadas nesta figura são semelhantes às de tholeiitos oceânicos com fracionamento de clinopiroxênios, ortopiroxênios, olivina e plagioclásio, alterando a composição das rochas (RPA e RM) e, especialmente, para geração das rochas metaintermediárias a ácidas..... 441
- FIGURA 196** - As tendências aqui observadas indicam evoluções magmáticas por fracionamentos de clinopiroxênio, ortopiroxênio olivina e plagioclásio, similares às observadas na FIGURA 195..... 441

FIGURA 197 - Novamente, tendências que definem fracionamentos de clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e plagioclásio, semelhantes aos definidos através dos diagramas MPR, podem ser vistas nesta figura	442
FIGURA 198 - Característicos de tholeiitos de fundo oceânico (OFT), muito semelhantes aos que ocorrem em ofiolitos, distintos dos de arcos de ilhas (IAT)	442
FIGURA 199 - As RPA exibem, neste diagrama, típicos padrões de basaltos tholeiíticos de ofiolitos (OFT), assim como as RA e grande parte das RM, mas as RAM adquirem, assim como parte das RM, característicos de basaltos de arcos de ilhas oceânicas (IAT)	443
FIGURA 200 - Os teores de vanádio e de titânio das RPA e RA evidenciam característicos transicionais entre basaltos de arcos de ilhas e de fundo oceânico. Já as RAM e RM têm característicos tendendo para arcos de ilhas, devido aos teores relativamente reduzidos de vanádio	444
FIGURA 201 - Os metabasitos plotam fora do campo definido pelos metabasitos arqueanos do Sargur Schist Belt (Índia), devido aos teores relativamente altos do ferro total nas amostras da Serra do Itaberaba. (1) representa a distribuição dos MORB's do Sargur, (2) da Serra do Itaberaba e (3) das RPA do mesmo local	445
FIGURA 202 - Também em relação ao níquel não há correspondência com os MORB's arqueanos do Sargur Schist Belt (Índia). As representações são as mesmas da figura anterior	445
FIGURA 203 - Neste diagrama, apesar da mobilidade relativamente alta do ítrio e do níquel, a quase totalidade das amostras distribuem-se no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicas, inclusive reforçando as interpretações baseadas no teor de níquel das amostras efetuadas na análise do diagrama da FIGURA 202	446
FIGURA 204 - Tal qual no diagrama de Shervais (1982), as amostras distribuem-se preferencialmente no campo dos tholeiitos de arcos de ilhas devido aos baixos teores de vanádio, característico destes litotipos	447
FIGURA 205 - Neste diagrama parte das amostras distribuem-se no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicas (MORB), mas várias das RPA, devido aos teores baixos de nióbio e altos de ítrio, têm característicos geoquímicos anômalos, distribuindo-se à esquerda do campo dos basaltos de arcos vulcânicos (VAB). Para outras destas amostras pode ser notado o inverso, além de duas com razões Ti/Y bastante baixas, devidos aos teores baixos de Ti e altos de Y. Não há distribuição no campo dos basaltos intra-placas (WPB) e o característico tholeiítico é evidente	447
FIGURA 206 - Nítida tendência de composições similares às de tholeiitos de arcos de ilhas, dada pelos teores relativamente altos de MnO nas rochas, atribuível aos teores altos de manganês, comuns à grande maioria dos litotipos da Serra do Itaberaba	448
FIGURA 207 - Característicos essencialmente de MORB do tipo N para os metabasitos da Serra do Itaberaba, com as setas indicando tendências de enriquecimentos e empobrecimentos em nióbio (incluindo as RPA e RA) e de ítrio, especialmente nos demais litotipos	449
FIGURA 208 - Padrões geoquímicos para os metabasitos RPA, semelhantes a tholeiitos de zonas expansivas, do tipo Golfo de Aden, segundo Pearce (1982a, 1982b)	450
FIGURA 209 - Padrões geoquímicos para os metabasitos RM, com variações mais amplas que os das RPA e com característicos genéticos que, embora semelhantes a elas, são compatíveis com os padrões de rochas mais alcalinas	451
FIGURA 210 - Padrões geoquímicos para os metabasitos RA, típicos de MORB do tipo N, mas com duas amostras anômalas, enriquecida, assemelhando-se a basaltos do Golfo de Aden, e outra com anomalia negativa de bário, sem correspondência nos padrões definidos por Pearce (1982a, 1982b)	451
FIGURA 211 - Padrões geoquímicos para os metabasitos RAM, incluindo tipos com semelhanças com padrões MORB do tipo N, de basaltos do Golfo de Aden e até mesmo com basaltos mais alcalinos, do tipo associado a arcos de ilhas	452

FIGURA 212 - Padrões geoquímicos das médias dos metabasitos RPA, com característicos de tholeiitos de zonas divergentes de placas, do tipo Golfo de Aden, segundo Pearce (1982a, 1982b). Média de todas as amostras (RPA1) e média das amostras com exclusão das enriquecidas em ítrio (RPA2)	452
FIGURA 213 - Padrões geoquímicos das médias dos metabasitos RM, onde RM1 representa a média de todas as análises e RM2 a média excluída a amostra FB-4015, com teor anômalo de K ₂ O. Os padrões são semelhantes aos das RPA, especialmente a RM1, mas os característicos mais alcalinos são também observáveis	453
FIGURA 214 - Padrão geoquímico da média dos metabasitos RA, semelhante aos padrões MORB do tipo N de Pearce (1982a, 1982b)	453
FIGURA 215 - Padrões geoquímicos das médias dos metabasitos RAM, onde as RAM1 representam todas as amostras e as RAM2 a média com a exclusão da amostra FB-4014, devido ao seu teor anômalo em K ₂ O. Apresentam padrões em parte característicos de basaltos alcalinos, de MORB, VAB e transicional cálcio-alcalino/alcalino	454
FIGURA 216 - Padrões geoquímicos de todos metabasitos plotados indiferenciadamente, mostrando grande variabilidade, decorrente da não-distinção das alterações químicas provocadas nas rochas por processos magmáticos e pós-magmáticos diversos	455
FIGURA 217 - Padrões geoquímicos de elementos terras raras dos metabasitos, segundo Boyton (1984)	456
FIGURA 218 - Padrões geoquímicos dos elementos terras raras, normalizados com um padrão manto primitivo, segundo Jenner (inédito, em: Clarke, 1992)	457
FIGURA 219 - Padrões geoquímicos estendidos, com padronização do tipo MORB	458
FIGURA 220 - Neste diagrama a maioria das RPA distribuem-se no campo de composição de MORB's (hachurado na figura) gerados em zonas divergentes de placas, com taxa de expansão ao redor a inferior a 2 cm/ano. Este campo está separado do definido por rochas geradas em zonas com taxas superiores a 2 cm/ano pela linha inclinada	459
FIGURA 221 - As rochas metaintermediárias a meta-ácidas, incluindo as metavulcanoclásticas, apresentam característicos gerais tholeiíticos neste diagrama, com poucas amostras com tendência cálcio-alcalina, onde os metabasitos estão representados por (◼) RPA, (Δ) RA (◻) RM e (○) RAM e as demais como (◇) metaintermediárias, (*) metaintermediárias vulcanoclásticas e (x) meta-riólito. A seta indica a principal tendência evolutiva magmática das rochas	461
FIGURA 222 - Característicos tholeiíticos (TH) das rochas com composições intermediárias a ácidas, com poucas amostras com tendências cálcio-alcalinas (CA) são reafirmados neste diagrama. Os símbolos são os mesmos da figura anterior, com as principais tendências evolutivas indicadas pelas setas	462
FIGURA 223a - Diagramas de Harker e de variação outros elementos para as rochas de composições intermediárias a ácidas e para os metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo (MBVHM), onde (◼) metaintermediárias, (◻) metaintermediárias vulcanoclásticas, (*) meta-riólito e (○) MBVHM. As linhas tracejadas representam as tendências definidas pelas MBVHM e as cheias, pelas metaintermediárias	464
FIGURA 223b - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para as rochas de composições intermediárias a ácidas e para os metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo (MBVHM). As setas indicam as principais tendências introduzidas pelas alterações	465
FIGURA 223c - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para as rochas de composições intermediárias a ácidas e para os metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo (MBVHM) (continuação). As tendências não foram	

delineadas nos diagramas onde a dispersão é muito alta, as análises são poucas, ou quando muitas delas têm teores abaixo dos limites de detecção, como o Th e o U	466
FIGURA 224 - Os teores de tório e de lantânio definem as rochas metaintermediárias como de origem orogênica	469
FIGURA 225 - Característicos orogênicos são definidos também pelos teores de nióbio e de lantânio	470
FIGURA 226 - Neste diagrama as rochas metaintermediárias a meta-ácidas têm característicos, em parte, orogênicos e, em parte, de origem associada a MORB do tipo N	470
FIGURA 227 - A variação dos teores de potássio desde andesitos do tipo baixo potássio a até de alto potássio sugere que o elemento possa ter sido introduzido durante a alteração destas rochas	471
FIGURA 228 - Há neste diagrama uma tendência de composições de andesitos de arcos de ilhas oceânicas para andinos (do início para o final da seta)	472
FIGURA 229 - A mesma tendência do diagrama anterior pode ser vista nesta figura	472
FIGURA 230 - A distribuição anômala dos pontos, não seguindo as tendências evolutivas definidas por Bailey (1981), reflete possíveis alterações no quimismo das rochas e problemas analíticos do lantânio	473
FIGURA 231 - Tendência de andesitos do tipo andino, incompatível com os dados geológicos da região, indicando alterações no quimismo, além dos problemas nos limites de detecção do lantânio	473
FIGURA 232 - Padrões geoquímicos para metandesitos, caracterizando tipos de ilhas oceânicas, exceto pelos altos teores de cobalto e cobre de parte das amostras, que se devem às mineralizações sulfetos e de ouro associadas a estas rochas	474
FIGURA 233 - Padrões geoquímicos dos metandesitos são semelhantes aos andesitos basálticos de Semail, segundo Pearce (1982b)	476
FIGURA 234 - Padrões geoquímicos de elementos terras raras para rochas metaintermediárias (□, ○), metavulcanoclástica básica (Δ) e metavulcânica básica carbonatizada (*)	477
FIGURA 235a - Diagramas de Harker e de variação outros elementos para as rochas metavulcanoclásticas básicas (□), cálcio-silicáticas (◻), tufíticas (▽), cloriticas (Δ), com contribuição de rochas intermediárias (+), das rochas cálcio-silicáticas das formações Morro da Pedra Preta (○) e Nhanguçu (●) e dos metapelitos (*), incluindo algumas análises não discriminadas de rochas da Formação Pirucaia e do Grupo São Roque. As linhas definem algumas das tendências verificadas para vários dos litotipos, discutidas no texto	479
FIGURA 235b - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para as rochas metavulcanoclásticas básicas, cálcio-silicáticas e metapelitos	480
FIGURA 235c - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para as rochas metavulcanoclásticas básicas, cálcio-silicáticas e metapelitos (continuação)	481
FIGURA 235d - Diagramas de SiO ₂ versus elementos traços para as rochas metavulcanoclásticas básicas, cálcio-silicáticas e metapelitos (continuação)	482
FIGURA 236 - Diagrama para determinação de tendências ígneas e de misturas de carbonatos, pelitos e materiais vulcânicos. Para esta e as próximas figuras, os símbolos adotados são: (◻) RPA, (□) RM, (Δ) RA, (○) RAM, (*) rochas metaintermediárias, (▽) meta-riólito, (+) metavulcanoclásticas básicas, incluindo todos os tipos, (⊗) MBVHM, (◇) rochas cálcio-silicáticas, incluindo todos os tipos, (□) metapelitos, e (x) marunditos. As tendências delineadas indicam variações composicionais dos metabasitos para os MBVHM	489
FIGURA 237 - Tendências semelhantes às verificadas na FIGURA 236 podem também ser observadas neste diagrama	492

FIGURA 238 - A sobreposição dos campos dos metabasitos RPA (1) e das metavulcanoclásticas básicas (2) indica a afinidade genética entre os conjuntos e as variabilidades introduzidas por processos de alterações hidrotermais, mineralizações e contaminações por sedimentos, inclusive carbonáticos (3). A tendência evolutiva dos MBVHM a partir dos metabasitos está representada pela seta	492
FIGURA 239 - Os mesmos aspectos da figura anterior podem aqui ser observados, inclusive a evolução dos MBVHM	493
FIGURA 240 - A distribuição dos litotipos em campos sobrepostos indicam os mesmos aspectos descritos na FIGURA 238. A seta indica a variação química dos metabasitos para os MBVHM	493
FIGURA 241 - Aspectos da sobreposição dos campos composicionais dos litotipos, idênticos aos da FIGURA 238	494
FIGURA 242 - Característicos idênticos aos da FIGURA 238 podem também ser vistos neste diagrama, onde se pode adicionalmente notar a tendência evolutiva dos metabasitos para os MBVHM	494
FIGURA 243 - O cobalto parece ser um elemento que distingue bem as rochas cálcio-silicáticas das de afinidades vulcanogênicas básicas, não havendo sobreposição dos seus campos composicionais. Adicionalmente pode ser observada a evolução dos MBVHM a partir dos metabasitos	495
FIGURA 244 - Neste diagrama também não há sobreposição dos campos composicionais das rochas cálcio-silicáticas e das metavulcanoclásticas básicas, sugerindo zoneamentos químicos na precipitação de alguns elementos na formação das rochas cálcio-silicáticas. A seta traçada com a linha cheia indica as modificações químicas introduzidas nos metabasitos para geração dos MBVHM, e a com linhas tracejadas as misturas de carbonatos e/ou carbonatização das rochas metavulcanoclásticas	495
FIGURA 245 - Os mesmos aspectos da FIGURA 243 podem também ser aqui observados	496
FIGURA 246 - Nota-se nesta figura o pequeno campo de distribuição das rochas cálcio-silicáticas contrastando com a ampla distribuição das metavulcanoclásticas básicas, bem como a evolução química dos MBVHM	496
FIGURA 247 - Distribuição dos litotipos, sugerindo contribuições de rochas intermediárias, pelitos e carbonatos na constituição das rochas vulcanoclásticas básicas. A tendência representada pela seta indica a evolução dos metabasitos para os MBVHM. (g) representa o campo composicional das grauwacas, (sg) das subgrauvacas, (gd) das grauwacas dolomíticas, (gd") das grauwacas dolomíticas metamorfasadas, com o CO ₂ expulso, (b) dos basaltos, (hd) dos hornblenda dioritos, (ba) dos basaltos andesíticos e (c) dos espilitos	497
FIGURA 248 - Neste diagrama é evidente a mistura de pelitos na formação das rochas cálcio-silicáticas (dolomitos/calcários a margas), bem como de pelitos, carbonatos e de rochas intermediárias nas vulcanoclásticas básicas	498
FIGURA 249 - Neste diagrama são mais evidentes as misturas de carbonatos pelíticos que as demais já citadas. (b) representa o campo composicional dos basaltos, (ba) dos basaltos andesíticos, (d) dos doleritos, (c) dos espilitos, (g) das grauwacas, (5g) das subgrauvacas e (fac) dos folhelhos e rochas argilo-carbonáticas	498
FIGURA 250 - As rochas metavulcanoclásticas associam-se, em geral, à tendência dos metabasitos, mas também dirigem-se para o agrupamento das rochas cálcio-silicáticas, indicando a participação dos carbonatos na geração destas rochas. Os símbolos são os mesmos da FIGURA 236	499
FIGURA 251 - Os mesmos aspectos da figura anterior podem ser observados neste diagrama	500
FIGURA 252 - Diagrama para distinção entre orto- e para-anfibolitos, onde se pode notar que as RAM associam-se às cálcio-silicáticas e há uma sobreposição na composição das metavulcanoclásticas básicas e das rochas cálcio-silicáticas	500

FIGURA 253 - Padrões geoquímicos das rochas metavulcanoclásticas básicas, onde (□) sem contribuição de outros materiais, (+) com materiais de composição intermediária, (◻) com sedimentos carbonáticos, (Δ) cloríticos, (▽) tuftíticos	501
FIGURA 254 - Padrões geoquímicos das rochas cálcio-silicáticas. (○) Formação Morro da Pedra Preta (◻) Formação Nhanguçu	502
FIGURA 255 - Padrões geoquímicos dos metapelitos. A Formação Morro da Pedra Preta está representada por (o) para os metassedimentos indistintos e por (Δ) para o metapelito grafitoso rico em sulfetos, a Formação Nhanguçu por (□), a Formação Pirucaia por (○) e o Grupo São Roque por (◻), destacando-se a amostra milonitizada e turmalinizada RPB-2715-A por (V) e o opacos-quartzo-sericita filito rico em apatita PI-243 por (+)	502
FIGURA 256a - Diagramas de Al_2O_3 versus elementos maiores, menores e traços para os metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo (*), metavulcanoclásticas básicas (x), metabasitos (◻, □, Δ, o) e rochas cálcio-silicáticas (+)	507
FIGURA 256b - Diagramas de Al_2O_3 versus elementos maiores, menores e traços para os metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo (continuação)	508
FIGURA 257 - Tendências evolutivas das MBVHM (+) e das rochas cálcio-silicáticas (+) relativamente aos metabasitos (◻, □, Δ, o) e às metavulcanoclásticas básicas (x)	512
FIGURA 258 - Neste diagrama pode também ser notado que, enquanto as rochas cálcio-silicáticas (1) tendem para o campo das rochas ígneas (RPA), as MBVHM (2) divergem dele, inclusive através de parte das RAM, tendo as metavulcanoclásticas básicas (e muitas vezes alteradas) associadas	512
FIGURA 259 - Tendências de diferenciação química das MBVHM (linhas cheias) e das rochas cálcio-silicáticas com misturas de pelitos (linhas tracejadas)	513
FIGURA 260 - A potassificação de algumas das MBVHM, provavelmente nos eventos finais e nas periferias dos sistemas hidrotermais, é bem sugerida neste diagrama, assim como as alterações que possivelmente geraram cloritas pré-metamórficas, enriquecendo-as em MgO	513
FIGURA 261 - As tendências de enriquecimento em ferro e magnésio para as MBVHM são evidentes nesta figura e distintas das rochas carbonáticas-silicosas	514
FIGURA 262 - As tendências indicadas pelas rochas cálcio-silicáticas e MBVHM, novamente distintas entre si, reafirmando que os conjuntos foram gerados por processos genéticos distintos	514
FIGURA 263 - Padrões geoquímicos dos metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo	515
FIGURA 264a - Diagramas de SiO_2 versus elementos maiores, menores e traços das formações ferríferas. (*) = leitos de <i>metachert</i> , (□) = fácies óxido, (o) = fácies silicato com contribuição de rochas vulcanoclásticas, (Δ) = "itabirito", (◻) e (○) = formações ferríferas arqueanas e proterozóicas compiladas de Klein (1983). As tendências delineadas com linhas cheias correspondem às definidas pelas análises de amostras da fácies óxido e as tracejadas, da fácies silicato com contribuição de rochas vulcanoclásticas	521
FIGURA 264b - Diagramas de SiO_2 versus elementos traços das formações ferríferas	522
FIGURA 264c - Diagramas de SiO_2 versus elementos traços das formações ferríferas (continuação)	523
FIGURA 265 - A baixa correlação entre o ferro e o manganês indica que a importância das condições físico-químicas do sistema hidrotermal exalativo que primeiramente controlaram a disponibilidade do manganês no ambiente sedimentar, e não somente a precipitação seletiva	525

FIGURA 266 - A quase total falta de correlação entre o manganês e o alumínio também sugere um sistema hidrotermal mais frio precedido por lixiviação do manganês. Os baixos teores de manganês nas amostras da fácies silicato também sugerem este modelo. Entretanto, isto também pode ser devido às condições do meio em que os protolitos se precipitaram, onde o manganês seria facilmente mantido em solução, podendo ser transportado para ambientes mais redutores e distais à fonte exalativa	525
FIGURA 267 - A boa correlação entre estes óxidos sugere a participação de componentes vulcanoclásticos, aumentando seus teores significativamente nas formações ferríferas da fácies silicato, bem como a precipitação química, dada pela tendência dos representantes da fácies óxido.....	526
FIGURA 268 - A baixa correlação entre o alumínio e o ferro indicam a pouca atividade da precipitação química do alumínio, cujos teores devem ser devidos principalmente à deposição de tufos finos	527
FIGURA 269 - Característicos semelhantes aos do alumínio são apresentados pelo titânio em relação ao ferro, reforçando a interpretação da participação de materiais clásticos vulcanogênicos na constituição das formações ferríferas	527
FIGURA 270 - As tendências delineadas nestes quatro diagramas são idênticas, apesar dos teores mais elevados de manganês, à definidas por Robinson (1984) em formações ferríferas do <i>Greenstone Belt</i> de Timmins (Canadá), indicando contaminações de tufos em leitos silicáticos de formações ferríferas. (+) <i>metachert</i> (o) demais litotipos	531
FIGURA 271 - Comparativamente às formações ferríferas arqueanas e proterozóicas compiladas por Klein (1983), os litotipos da Serra do Itaberaba mostram acentuados enriquecimentos em manganês nas amostras da fácies óxido.....	532
FIGURA 272 - De modo análogo à figura anterior, podem-se notar os altos teores em manganês e os baixos teores de cálcio e magnésio principalmente na fácies óxido da Serra do Itaberaba relativamente às médias de Klein (1983)	532
FIGURA 273 - As amostras das rochas da fácies silicato têm composições mais próximas à da ripidolita-chamosita e as da fácies óxido, com magnetita, à da grenalita, que podem ter sido componentes minerais diagenéticos e epimetamórficos importantes nestas rochas. O deslocamento das composições no sentido do vértice do Al_2O_3 reflete as diferentes contribuições de componentes vulcânicos	533
FIGURA 274 - Este diagrama sugere quais foram os minerais primários das formações ferríferas e indica possíveis contribuições de carbonatos nestas rochas. As amostras da fácies silicato plotam fora do campo da grunerita, provavelmente devido aos altos teores de MnO , o que ocasiona, inclusive, o aparecimento de <i>dannemorita</i>	534
FIGURA 275 - Padrões geoquímicos das amostras da fácies óxido das formações ferríferas da Serra do Itaberaba, normalizados pela média da fácies óxido do tipo Algoma do Canadá (Gross, 1988)	535
FIGURA 276 - Padrão geoquímico para o "itabirito" da fazenda Vitalli, normalizado pela média da fácies óxido do Tipo Algoma do Canadá (Gross, 1988)	535
FIGURA 277 - Padrões geoquímicos das amostras da fácies silicato das formações ferríferas da Serra do Itaberaba, normalizados pela média da fácies óxido do Tipo Algoma do Canadá (Gross, 1988)	536
FIGURA 278 - Padrões geoquímicos dos leitos de <i>metachert</i> das formações ferríferas da Serra do Itaberaba, normalizados pela média da fácies óxido do Tipo Algoma do Canadá (Gross, 1988).....	536
FIGURA 279 - Padrões geoquímicos das médias das fácies silicato e carbonato e da média óxido-carbonato das formações ferríferas do Tipo Algoma do Canadá, normalizados pela média da fácies óxido do Tipo Algoma do Canadá. (dados de Gross, 1988).....	537

FIGURA 280 - Padrões geoquímicos das médias das fácies óxido, silicato, carbonato e da média óxido-carbonato das formações ferríferas do Tipo Superior do Canadá, normalizados pela média da fácies óxido do Tipo Algoma do Canadá (dados de Gross, 1988).....	537
FIGURA 281 - Padrões geoquímicos das amostras da fácies óxido das formações ferríferas, normalizados segundo a média das formações ferríferas arqueanas do tipo Algoma do Bloco Yilgarn (Klein, 1983).....	538
FIGURA 282 - Padrões geoquímicos do "itabirito", normalizado pela média das formações ferríferas arqueanas do tipo Algoma do Bloco Yilgarn (Klein, 1983).....	539
FIGURA 283 - Padrões geoquímicos das amostras da fácies silicato das formações ferríferas, normalizados segundo a média formações ferríferas arqueanas do tipo Algoma do Bloco Yilgarn (Klein, 1983).....	540
FIGURA 284 - Padrões geoquímicos das amostras dos leitos de <i>metachert</i> das formações ferríferas, normalizados segundo a média formações ferríferas arqueanas do tipo Algoma do Bloco Yilgarn (Klein, 1983).....	540
FIGURA 285 - Padrões geoquímicos das amostras da fácies óxido das formações ferríferas da Serra do Itaberaba, normalizados pelo padrão MORB tipo N de Pearce (1982a, 1982b).....	541
FIGURA 286 - Padrão geoquímico do "itabirito", normalizado pelo padrão MORB tipo N de Pearce (1982a, 1982b).....	541a
FIGURA 287 - Padrões geoquímicos das amostras das formações ferríferas da Serra do Itaberaba da fácies silicato, normalizados pelo padrão MORB tipo N de Pearce (1982a, 1982b).....	541
FIGURA 288 - Padrões geoquímicos das amostras dos leitos de <i>metachert</i> das formações ferríferas da Serra do Itaberaba, normalizados pelo padrão MORB tipo N de Pearce (1982a, 1982b), muito semelhantes ao "itabirito" da Fazenda Vitalli (FIGURA 286).....	542
FIGURA 289 - Diagramas de SiO ₂ versus elementos maiores e menores dos marunditos (o). Foram também plotadas análises de rochas peraluminosas e de marunditos da África do Sul (Anhaeusser, 1978), onde (□, ▤) são marunditos, (◇) plumasito, (Δ) tufo fêlsico, (▽) xisto, (*) andaluzita-fuchcita xistos e (+) andaluzita-cordierita-sillimanita granulito.....	547
FIGURA 290 - Distribuição dos marunditos da Serra do Itaberaba e de rochas da África do Sul, em relação aos campos composicionais dos metabauxitos da Grécia, Turquia e Iugoslávia, evidenciando composições bastante distintas, indicando origem por diferentes processos.....	548
FIGURA 291 - A distinção entre os litotipos da África do Sul e os aqui estudados é também evidente neste diagrama e, novamente, não parece haver relação genética com bauxitos metamorfisados, pois as amostras concentram-se no campo dos sedimentos caulínicos.....	549
FIGURA 292 - A distribuição dos marunditos nas proximidades do vértice da caulinita, quase que totalmente fora das áreas de isofrequência das rochas evaporíticas, sugerem que não há afinidade genética entre estas rochas e os marunditos.....	553
FIGURA 293 - As composições dos marunditos da Serra do Itaberaba coincidem, essencialmente, com a das illitas e definem uma tendência com gradações para montmorillonitas e corrensitas, bastante distinta da definida pelas curvas de isofrequência das rochas evaporíticas. Parte delas é semelhante às das amostras da África do Sul, com origem atribuída a rochas piroclásticas básicas alteradas.....	553
FIGURA 294 - Os teores relativamente altos de titânio e a fraca correlação com o alumínio são indicativos de que as argilas aluminosas previamente geradas nos sistemas hidrotermais (onde há boa correlação entre os elementos) foram retrabalhadas e redepositadas seletivamente águas ultra-salinas semelhantes às de ambientes evaporíticos.....	555

FIGURA 295 - O retrometamorfismo dos marunditos transforma as margaritas em muscovita, introduzindo potássio e sílica nas rochas, como pode ser observado pela tendência definida no diagrama	556
FIGURA 296 - O retrometamorfismo reduz relativamente o teor de alumínio dos marunditos originais, que pode ter sido introduzido nos fluidos metamórficos, ocasionando o metassomatismo de Al^{3+} em rochas associadas.....	556
FIGURA 297 - Padrões geoquímicos dos marunditos, normalizados pelo padrão MORB do tipo N de Pearce (1982a, 1982b).....	557
FIGURA 298 - As rochas granitóides, em seu conjunto, sugerem ter sido afetadas por alterações químicas, sugeridas como do tipo filítica por este diagrama, mas acompanhadas, possivelmente, de silicificação. Corpos da Suite Não Porfírica: 1a (o), 2a (ø), 5b (■), 5c (◻), 6a (Δ), 7a (∇), 8a (+), 8b (*), e da Suite Porfírica: 9 (x), 10a (◊), 11a (●), 11c (□) e 14d (Δ).....	558
FIGURA 299 - Os granitóides analisados podem ter sido afetados por alterações intermediárias entre a filítica e a argílica, onde o sódio parece ter sido pouco alterado e o potássio bastante lixiviado	559
FIGURA 300 - A tendência cálcio-alcálica granodiorítica (médio potássio) é definida para a maioria das rochas granitóides segundo Lemeyre & Bowden (1982). Os granitóides de regimes extensionais estão representados em (E) e os compressoriais em (C), segundo Petro, Vogel & Wilband (1979).....	559
FIGURA 301 - A tendência cálcio-alcálica granodiorítica ou de médio potássio está relativamente bem caracterizada para as rochas dos Granitóides Serra da Pedra Branca (x), bem como para as demais amostras plotadas. Os símbolos são os mesmos da FIGURA 298.....	560
FIGURA 302 - Característicos cálcio-alcálicos dados pelo diagrama de Peacock (1931) para o conjunto das rochas graníticas da região estudada, inclusive para os Granitóides da Serra da Pedra Branca (x).....	561
FIGURA 303 - A distribuição da maioria das rochas apresentam, neste diagrama, apresenta um Índice de álcalis-cálcio (IAC), definido pela faixa hachurada, variando entre 57,2 e 60,5 (com média de 58,9), típico de rochas cálcio-alcálicas	561
FIGURA 304 - A maioria dos granitóides plotam no campo das composições peraluminicas, mas variações para as composições metaluminicas são também importantes	562
FIGURA 305 - Os granitóides distribuem-se no campo das composições peraluminosas do Tipo II (com biotita > muscovita) e III (biotíticos) e metaluminosas do Tipo IV (principalmente com hornblenda e biotita).....	562
FIGURA 306 - Classificação normativa dos granitóides, onde a tendência de diferenciação dos Granitóides da Serra da Pedra Branca (x) é bem evidente	564
FIGURA 307 - Composições graníticas (1), adamellíticas (granito 3b) (2), granodioríticas (3), quartzo sieníticas (5), quartzo monzoníticas (6) e quartzo monzodioríticas (7) podem ser observadas para a maioria dos granitóides neste diagrama. Nota-se, também, a tendência de diferenciação dos Granitóides da Serra da Pedra Branca. Os símbolos são os mesmos da FIGURA 298	565
FIGURA 308 - Quando considerado sílica <i>versus</i> álcalis, alguns característicos granodioríticos são evidentes (11), mas predominam tipos graníticos (6), com variações composicionais para quartzo monzonitos (8), quartzo monzodioritos (10), quartzo sienitos (5) e álcali-feldspato granitos (3).....	565
FIGURA 309a - Diagramas de Harker e complementares para as rochas granitóides. Corpos da Suite Não Porfírica: 1a (o), 2a (ø), 5b (■), 5c (◻), 6a (Δ), 7a (∇), 8a (+), 8b (*), e da Suite Porfírica: 9 (x), 10a (◊), 11a (●), 11c (□) e 14d (Δ)	567
FIGURA 309b - Diagramas de SiO_2 <i>versus</i> elementos menores para as rochas granitóides.....	568

FIGURA 309c - Diagramas de SiO ₂ versus elementos menores para as rochas granitóides (continuação).....	569
FIGURA 310 - A maioria dos granitóides têm teores de SiO ₂ e de ítrio compatíveis com granitos gerados em arcos vulcânicos ou granitos colisionais, com poucas amostras com tendências de granitos intra-placas	570
FIGURA 311 - Os teores de nióbio relativamente altos distribuem um maior número de amostras no campo dos granitos intra-placas. Nota-se, entretanto, que a amostra do corpo 8a (+), com teor de ítrio compatível com os WPG, tem teor de nióbio coerente com os VAG ou COLG, sugerindo alterações químicas pós-magmáticas. Outras amostras apresentam relação inversa a esta.....	570
FIGURA 312 - Neste diagrama pode-se notar que grande parte dos granitóides tem característicos sin-colisionais, com o restante apresentando teores de rubídio e de SiO ₂ dos granitóides de arcos vulcânicos ou de ambiente intra-placas.....	571
FIGURA 313 - As rochas granitóides apresentam, neste diagrama, mesmos característicos da figura anterior.....	572
FIGURA 314 - Os teores de ítrio e de nióbio tendem a excluir o ambiente intra-placas para a geração dos granitóides analisados.....	572
FIGURA 315 - Os granitóides distribuem-se essencialmente no campo dos sin-colisionais derivados de fusão crustal, com poucos exemplos mostrando tendências de serem pré-colisionais, pós-colisionais e tardi-orogênicos	573
FIGURA 316 - Seguindo-se passos determinados por Maniar & Piccoli (1989), nota-se inicialmente quais são as rochas do tipo plagiogranitos oceânicos (OP), campo onde, obviamente, não se distribuem as amostras analisadas.....	574
FIGURA 317 - Este diagrama, para granitóides com SiO ₂ > 70%, indica que as rochas não pertencem aos granitóides do Grupo II (relacionados a <i>riffs</i> ou alçamentos epirogenéticos continentais - RRG + CEUG)	574
FIGURA 318 - Para teores de SiO ₂ < 70%, duas amostras poderiam estar relacionadas aos ambientes de <i>rifi</i> ou de alçamento continental epirogenético (RRG + CEUG). Uma delas foi coletada no corpo 14d e a outra é a amostra SI-981 dos Granitóides Serra da Pedra Branca, com comportamento químico quase sempre anômalo em relação às demais do conjunto.....	575
FIGURA 319 - Este diagrama exclui a possibilidade dos granitóides da Serra do Itaberaba serem pós-orogênicos.....	575
FIGURA 320 - Tal qual a figura anterior, exclui-se a possibilidade dos granitóides serem pós-orogênicos (POG), também neste diagrama	576
FIGURA 321 - Distribuição dos granitóides quanto aos teores relativos de Ba-Rb-Sn, onde: (1) dioritos, (2) granodioritos a quartzo-dioritos, (3) granitos anômalos, (4) granitos normais e (5) granitos fortemente diferenciados, (7) tendência da diferenciação	577
FIGURA 322 - A relação entre os teores de estrôncio e de rubídio indicam que os granitóides teriam sido gerados em uma crosta com mais de 30 km de espessura	577
FIGURA 323 - Padrões geoquímicos dos granitóides da Suíte Não Porfírica - subconjunto 1, típicos de granitóides de arcos vulcânicos.....	578
FIGURA 324 - Suíte Não Porfírica - subconjunto 1. Os teores de fósforo, titânio e crômio variados nos corpos 2a e 5b, bem mais deformados e alterados, sugerem mobilidade destes elementos durante as alterações e tectonismo.....	579
FIGURA 325 - Padrões geoquímicos dos granitóides da Suíte Não Porfírica - subconjunto 2, onde se notam tendências semelhantes às dos granitóides sin- e pós-colisionais, mas com teores de tório, ítrio e zircônio relativamente elevados	579

FIGURA 326 - Suíte Não Porfírica - subconjunto 2. Os comportamentos das amostras de granitóides mais diferenciados (8a e 8b) são semelhantes entre si, distinguindo-se dos demais litotipos deste sub-conjunto.....	580
FIGURA 327 - Os padrões geoquímicos dos granitóides da Suíte Porfírica - subconjunto 1, são semelhantes aos do arco vulcânico da Jamaica (Pearce, Harris & Tindle, 1984). Destaca-se, apenas, uma amostra dos Granitóides Serra da Pedra Branca com anomalia negativa de zircônio, podendo tratar-se de efeitos de alteração ou problemas analíticos.....	581
FIGURA 328 - Suíte Porfírica - subconjunto 1. Notam-se padrões semelhantes, com variações maiores principalmente em rochas provenientes das zonas de cisalhamento.....	581
FIGURA 329 - Padrões geoquímicos dos granitóides da Suíte Porfírica - subconjunto 2, muito semelhantes aos padrões de granitóides sin- e pós-colisionais.....	582
FIGURA 330 - Suíte Porfírica - subconjunto 2. Os padrões das duas amostras são bastante distintos dos do subconjunto 1 e muito semelhantes aos definidos pelas amostras do subconjunto da Suíte Não Porfírica.....	582
FIGURA 331 - Esquema evolutivo para os Grupos Serra do Itaberaba e São Roque.....	591

ÍNDICE DAS TABELAS

VOLUME I

TABELA 1 - Folhas topográficas utilizadas.....	5
TABELA 2 - Fotografias aéreas utilizadas.....	6
TABELA 3 - Limites de detecção das análises por fluorescência de raios X.....	12
TABELA 4 - Identificação dos minerais residuais.....	97
TABELA 5 - Minerais identificados por difratometria de raios X.....	118

VOLUME II - ANEXO VII

TABELA 6 - Petrografia dos metassedimentos terrígenos.....	749
TABELA 7 - Petrografia dos metabasitos.....	755
TABELA 8 - Petrografia das rochas hidrotermalizadas-metassomatizadas pré-metamorfismo.....	759
TABELA 9 - Petrografia das rochas metavulcanoclásticas.....	761
TABELA 10 - Petrografia das rochas metaintermediárias a ácidas.....	763
TABELA 11 - Petrografia das rochas cálcio-silicáticas.....	765
TABELA 12 - Petrografia das formações feríferas.....	769
TABELA 13 - Petrografia dos marunditos.....	771
TABELA 14 - Petrografia dos turmalinitos e rochas turmalínicas.....	771
TABELA 15 - Petrografia dos <i>metacherts</i> e quartzo de veios.....	773
TABELA 16 - Petrografia das rochas granitóides.....	775

TABELA 17 - Petrografia das rochas cataclásticas	777
--	-----

VOLUME II - ANEXO IX

TABELA 18 - Resultados analíticos - Metabasitos.....	789
TABELA 19 - Resultados analíticos - Rochas metaintermediárias a ácidas	791
TABELA 20 - Resultados analíticos - Rochas cálcio-silicáticas.....	791
TABELA 21 - Resultados analíticos - Rochas metavulcanoclásticas básicas.....	793
TABELA 22 - Resultados analíticos - Metassedimentos terrígenos	793
TABELA 23 - Resultados analíticos - Rochas hidrotermalizadas-metassomatizadas pré-metamorfismo.....	793
TABELA 24 - Resultados analíticos - Formações ferríferas.....	795
TABELA 25 - Resultados analíticos - Marunditos	795
TABELA 26 - Resultados analíticos - Rochas granitóides	797

VOLUME II - ANEXO X

TABELA 27 - Médias das razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ analisadas e dos valores ajustados proporcionalmente ao valor de Brooks (1976) para rochas básicas.....	801
TABELA 28 - Valores adotados para teores abaixo dos limites de detecção na elaboração dos diagramas geoquímicos.....	801
TABELA 29 - Estimativa dos teores de CO_2 para as rochas em que foi determinada somente a perda ao fogo (P.F.).....	801
TABELA 30 - Padrão de normalização de Pearce (1982a), modificado por Pearce (1982b), definido pela média de tholeiitos de segmentos normais de cadeias meso-oceânicas (tipo N).....	802
TABELA 31 - Padrão de normalização condrito - elementos terras raras - segundo Boynton (1984).....	802
TABELA 32 - Padrão de normalização manto primitivo - elementos terras raras - segundo Jenner (inédito, em Clarke, 1992)	802
TABELA 33 - Padrão de normalização <i>Mid-Ocean Ridge Basalt</i> (MORB) de Jenner (inédito, em: Clarke, 1992)	802
TABELA 34 - Valores adotados para teores abaixo dos limites de detecção na elaboração dos diagramas de padrões geoquímicos dos metabasitos.....	802
TABELA 35 - Padrão de normalização andesito, segundo Bailey (1981)	803
TABELA 36 - Valores adotados para teores abaixo dos limites de detecção na elaboração dos diagramas de padrões geoquímicos das rochas cálcio-silicáticas.....	803
TABELA 37 - Padrão de normalização para formações ferríferas, segundo Gross (1988)	803
TABELA 38 - Razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ adotados para as rochas granitóides, segundo os dados de Wedepohl (1969).....	803
TABELA 39 - Padrão de normalização <i>Ocean Ridge Granite</i> (ORG) de Pearce, Harris & Tindle (1984), calculado pela diferenciação de tholeiitos do tipo N.....	803

VOLUME II

TABELA 40 - Minerais normativos (CIPW) dos metabasitos (%).....	398
TABELA 41 - Minerais normativos (CIPW) das rochas metaintermediárias a ácidas (%).....	462
TABELA 42 - Característicos químicos das rochas metaintermediárias, relacionados com o ambiente geotectônico	474
TABELA 43 - Minerais normativos (CIPW) das rochas granitóides (%)	563
TABELA 44 - Caracterização química das mineralizações de ouro dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque.....	603

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

VOLUME I

FOTO 1 - Aspecto geral de granada-estaurolita-muscovita-biotita xisto da região do P-1565 (E22), mostrando os porfiroblastos geminados de estaurolita e a intensa foliação S_2	77
FOTO 2 - Estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto com estruturas bandadas, intensamente foliado do P-1078 (O15).....	78
FOTO 3 - Aspecto dos metapelitos de mais alto grau metamórfico com agregados de fibrolita e sillimanita e feldspatos associados do P-2918 (G15).....	78
FOTO 4 - Turmalinitos do afloramento do P-1611 (G15), considerados de origem exalativa vulcanogênica, encontrados como leitos dobrados nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta	79
FOTO 5 - Aspecto geral dos anfibolitos de granulação grossa do P-2072 (I16).....	82
FOTO 6 - Anfibolito do P-2072 (I16), de granulação média cortado por veios pegmatíticos com a mesma composição mineralógica da encaixante.....	83
FOTO 7 - Metabrecha básica com rocha mais fina envolvendo os fragmentos vulcanoclásticos, do P-326 (Q10)	83
FOTO 8 - <i>Pillow lavas</i> alteradas, um pouco foliadas e fraturadas do P-2052 (I17).....	84
FOTO 9 - Derrame com <i>pillow lavas</i> pouco deformadas do P-1997 (L17).....	85
FOTO 10 - Metabrecha a metatufo basáltico da Serra Fuma da Onça (M15)	91
FOTO 11 - Metabrecha basáltica deformada e recrystalizada preservando ainda os fragmentos vulcanoclásticos, embora ovalados.....	91
FOTO 12 - Metabrechas basálticas quando intensamente deformadas e recrystalizadas com aspecto de rochas metagabróides.....	92
FOTO 13 - Metatufo basáltico bandado a laminado, com leitos mais ricos em anfibólios ou plagioclásio, de granulação fina	93
FOTO 14 - Rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária, com fragmentos maiores de mesma composição, do P-290 (Q11)	95
FOTO 15 - Típico afloramento de metassedimentos tufíticos alterados do P-722 (U8)	98

FOTO 16 - Aspecto geral das rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta, onde os leitos mais claros representam concentrações de epidoto e os mais escuros de tremolita/actinolita e diopsídio.....	102
FOTO 17- Rochas cálcio-silicáticas com porfiroblastos de agregados radiados de tremolita-actinolita.....	102
FOTO 18 - Rochas cálcio-silicáticas com dobras que sugerem laminações convolutas	103
FOTO 19 - Aspecto das rochas cálcio-silicáticas com partes hornblendíticas possivelmente derivadas do metamorfismo de rochas vulcanoclásticas básicas.....	104
FOTO 20 - Metassedimentos grafitosos bandados.....	106
FOTO 21 - Metassedimentos quartzosos rítmicos da região do Lago do Franco (M14). Os leitos claros correspondem a quartzitos e os marrom avermelhados a xistos e quartzo xistos com granada.....	108
FOTO 22 - Formação ferrífera do tipo simples, fácies óxido, com agregados de hematita/especularita envolvidos por quartzo e com leitos de <i>metachert</i> , do P-1907 (M15).....	109
FOTO 23 - Detalhe da formação ferrífera da fácies óxido, com alternância de bandas de magnetita parcialmente limonitizadas e de <i>metachert</i> , do P-3012 (T8).....	111
FOTO 24 - Aspecto geral de migmatitos aflorantes em blocos e matacões ao redor do P-1379 (O8).....	114
FOTO 25 - Migmatito estromático parcialmente milonitizado, situado pouco a norte do P-1380 (P8).....	114
FOTO 26 - Típico afloramento das porções mais ricas em óxidos e hidróxidos de ferro e manganês dos metapelitos manganésiferos bandados da Formação Nhanguçu.....	116
FOTO 27 - Alterações de natureza não definida que ocorrem dispersas em camadas nos filitos manganésiferos. As formas e as composições mineralógicas sugerem tratar-se de antigos nódulos de precipitados químicos ricos em ferro.....	117
FOTO 28 - Mármore da Formação Nhanguçu (Corpo Norte), com leitos brancos quartzosos e estruturas bandadas a laminadas dadas por leitos mais ricos em carbonatos, quartzo ou flogopita e epidoto.....	119
FOTO 29 - Detalhe dos xistos finos com andaluzita da Formação Nhanguçu no P-2010 (O16). Pode-se notar a estrutura laminada dada por leitos quartzosos e a estrutura bandada definida por leitos mais ricos em porfiroblastos de andaluzita.....	121
FOTO 30 - Metaconglomerados do Grupo São Roque no P-1315 (L7), onde se pode observar o forte estiramento e as dimensões dos fragmentos grossos.....	124
FOTO 31 - Aspecto dos filitos rítmicos alterados do Grupo São Roque - Formação Piragibu, no P-2650 (C12).....	126
FOTO 32 - Contato entre os metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta e os Granitóides Pau Pedra, no P-343 (U10).....	130
FOTO 33 - Granitóides Serra do Ribeirão da Pedra Branca, fortemente foliados, com veios quartzo-feldspáticos aparentando produto de fusão parcial da rocha hospedeira.....	136
FOTO 34 - Aspecto dos Granitóides da Serra da Pedra Branca com estrutura orientada, onde podem ser notados megacristais deformados orientados na foliação e outros, discordantes.....	137
FOTO 35 - Aspecto comum dos granitos porfíricos pouco foliados da Serra da Pedra Branca.....	138
FOTO 36 - Blastomilonitos da ZCRJ, das proximidades da cidade de Santa Isabel, com porfiroblastos de feldspato potássico e matriz fortemente foliada e recrystalizada.....	144
FOTO 37 - Aspecto em outro corte dos blastomilonitos da ZCRJ, onde se observa a forte deformação dos megacristais de feldspato potássico.....	144

FOTO 38 - Milonito de granito porfíritico na ZFTG-RM no P-1379 (O8), com porfiroclasto rotado de feldspato potássico	147
FOTO 39 - Aspecto comum das rochas granitóides cataclásadas e alteradas hidrotermalmente na ZFM no P-1313 (L17).....	147
FOTO 40 - Granada-clorita-biotita-muscovita xisto do testemunho de sondagem rotativa SRT-11-03 (P11), com reliquias da foliação S_1 preservada em pequeno <i>boudin</i> quartzoso, incluída por granada e parcialmente dobrada pela S_2 , que está crenulada pela S_3 . Porfiroblastos de biotita pré- S_2 são também frequentes. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	157
FOTO 41 - Idem à anterior. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm	157
FOTO 42 - Aspecto comum da foliação S_2 , com fibrolita dobrada intrafolialmente, em sillimanita-biotita-muscovita xisto do P-1196 (I7). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	159
FOTO 43 - Testemunho de andaluzita-muscovita xisto da sondagem rotativa SRT-11 (P11) com a foliação S_3 bem desenvolvida, redobrada menos intensamente pela S_4 (sub-horizontal na foto). Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	161
FOTO 44 - Dobra intrafolial da segunda fase (D_2), com dobras intrafoliais (D_1) em bandas de <i>metachert</i> (na parte mais espessa do leito, na porção centro-direita da foto) e em leitos com contribuição de materiais vulcanoclásticos (na ponta da lapiseira) em formação ferrífera do Grupo Serra do Itaberaba no P-3013 (T8)	165
FOTO 45 - Metapelitos pouco grafitosos do P-584 (T12) com dobras D_3 abertas e crenulação pouco intensa.....	169
FOTO 46 - Turmalina-biotita-muscovita xisto do P-1984 (B33), com schorlitas com núcleos detríticos envolvidos por disseminações de minerais opacos ou definidos por zonas de cores diferentes e formas euhédricas de cristalização pós- S_2 (definida pelas micas e quartzo). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 1 mm.....	195
FOTO 47 - Granada-biotita-muscovita xisto com estaurolita do testemunho de sondagem SRT-11 (P11), com porfiroblastos de granada com S_1 retilínea correspondendo à S_1 e desenvolvimento pós- S_2 . Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm	196
FOTO 48 - Estaurolita-biotita-granada-muscovita xisto coletado do mesmo testemunho de sondagem SRT-11 (P11), onde o porfiroblasto de granada rotacionado pela S_2 , que contém a S_1 retilínea em partes mais internas, tem bordas mais límpidas e um sobrecrecimento posterior ao desenvolvimento da S_2 , com biotita associada. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm	196
FOTO 49 - Estaurolita-biotita-granada-muscovita xisto com porfiroblasto de estaurolita com inclusões orientadas de quartzo (mais evidentes na parte inferior da foto) e cristalização acretiva posterior à S_2 , incluindo micas nela orientadas (porção sem inclusões de quartzo). Amostra proveniente do testemunho de sondagem SRT-11 (P11). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm	198
FOTO 50 - Cianita instável, envolvida por cordierita, em sillimanita-andaluzita-cianita-granada-cordierita xisto do P-3021 (P10), amostra F-1109-R. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm	199
FOTO 51 - Biotita parcialmente transformada para fibrolita, também incluída em quartzo, em sillimanita-cordierita-muscovita-biotita xisto do P-1658 (C16). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm	200
FOTO 52 - Agregados de fibrolita com núcleos mais antigos de sillimanita granular em sillimanita-biotita-quartzo xisto com cordierita do P-1659 (C16). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm	200
FOTO 53 - Relíquias de cianita em fibrolita de sillimanita-muscovita xisto com cordierita do P-2918 (G15). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm	202

FOTO 54 - Anfibolito do P-866 (H19), com cristais grossos de anfibólios mais claros (composição mais actinolítica), sobrecrecidos por zonas mais escuras, hornblendíticas, deformados nas bordas, e com finas inclusões de minerais opacos e quartzo. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	206
FOTO 55 - Estauroлита-cordierita-plagioclásio-granada-cummingtonita anfibolito do P-2756 (J16), com agregado radiado de prismas de cummingtonita pré- e pós-S ₃ , deformados, e cordierita com inclusões orientadas de quartzo e minerais opacos. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	213
FOTO 56 - Metahialoclastito do P-661 (P14) com agregado de epidoto com formas internas definidas por finas inclusões de minerais opacos organizadas concentricamente e acompanhando as faces externas côncavas, derivado do metamorfismo de vidro vulcânico palagonitizado. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.....	218
FOTO 57 - Metabrecha a metatufo autoelástico do P-1904 (L15), com fragmentos de rochas básicas com bordas afaníticas de resfriamento no maior deles, e plagioclásio, quartzo, minerais opacos e actinolitas prismáticas entre os fragmentos. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	220
FOTO 58 - Aspecto de uma porção mais máfica das rochas metaintermediárias do testemunho de sondagem SRT-1 (Q12), com os anfibólios poiquiloblásticos orientados, incluindo disseminações pré-metamórficas de minerais opacos. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	231
FOTO 59 - Hornblenda turmalinito do P-1611 (G14). Delgadas lâminas de finos cristais de turmalina com minerais opacos e quartzo associados, intercaladas em outras, com hornblenda e quartzo em proporções variadas, representando a deposição alternada de tufos finos e exalitos ricos em boro. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	238
FOTO 60 - Marundito do P-3127 (J5), amostra PAT-3127-C, com estruturas compostas essencialmente por finíssimos cristais de margarita, corindon e rutilo, envolvidos por agregados dos mesmos minerais, mais grossos, conferindo aspecto de textura vulcanoclástica à rocha. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	250
FOTO 61 - Detalhe de um marundito do P-3117 (I21) com margarita fina envolvendo cristais anhédricos a subhédricos de corindon, com manchas azuis e minerais opacos subordinados. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.....	251
FOTO 62 - Porfiroblastos rotados de andaluzita com núcleos (levemente menos extintos) contendo a S ₁ retilínea (mais evidente no porfiroblasto da esquerda) a levemente ondulada, capeados por andaluzita que contém a S ₂ , e com a crenulação fracamente desenvolvida amoldada ao redor deles. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	257
FOTO 63 - Milonito de rochas granitóides do P-1243 (Q3), com porfiroblastos de feldspatos estirados e de quartzo (ovalados, mais límpidos). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.....	274

VOLUME II

FOTO 64 - Detalhe de um grão de ouro (Au), associado a quartzo remobilizado e a calcosina (Cs), da formação ferrífera cisalhada do P-3120 (I21). Sem analisador. Lado maior da foto: $\approx 1,4$ mm.....	603
--	-----

ANEXOS

VOLUME II

ANEXO I - Mapa geológico-estrutural da região das serras do Itaberaba e do Ribeirão da Pedra Branca, escala 1:25.000.....	697
---	-----

ANEXO II - Mapa geológico-estrutural da região Ponte Preta, escala de 1:10.000.....	699
ANEXO III - Mapa geológico-estrutural da área Tapera Grande, escala 1:2.000	701
ANEXO IV - Mapa de pontos (1:25.000)	703
ANEXO V - Mapa de pontos (1:10.000).....	705
ANEXO VI - Análise estrutural (Figuras 32a a 69b).....	707
ANEXO VII - Descrições petrográficas (Tabelas 6 a 17)	747
ANEXO VIII - Relação das reações metamórficas analisadas.....	749
ANEXO IX - Resultados analíticos das rochas (Tabelas 18 a 26).....	787
ANEXO X - Ajustes, pressupostos e padronizações utilizados no tratamento geoquímico (TABELAS 27 a 39)	797

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Desde o Período Colonial, notadamente após a criação, em 1886, da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, a geologia pré-cambriana dos estados de São Paulo e do Paraná vem sendo estudada. Grande parte destas pesquisas concentraram-se nos grupos Açungui e São Roque, resultando em inúmeras contribuições publicadas e enorme acúmulo de dados. Com a implantação, em 1979, do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - PRÓ-MINÉRIO, da então Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, e com a elaboração de diversas teses de doutoramento e dissertações de mestrado, novo impulso foi dado ao conhecimento geológico dessas unidades.

Ainda assim, algumas regiões destes grupos continuam sem estudos detalhados o suficiente para esclarecer importantes aspectos litoestratigráficos, estruturais, metalogenéticos e geoeconômicos, o que limita seu conhecimento geológico ao nível regional, como é o caso da parte nordeste do Grupo São Roque *lato sensu*, objeto desta tese.

A região, situada entre as cidades de Guarulhos e Santa Isabel (FIGURA 1), começou a ser estudada pelo autor em meados de 1981, com a participação, até 1984, em projetos de prospecção mineral financiados pelo PRÓ-MINÉRIO. A identificação de uma sequência metavulcano-sedimentar nas supracrustais do então considerado Grupo São Roque motivou o autor a desenvolver como tema de tese o estudo da geologia e da petrogênese da região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca. Contribuiu ainda para esta escolha a presença, embora relativamente rara, de estruturas e texturas primárias ainda preservadas, principalmente de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, e de diversas ocorrências minerais, principalmente de ouro. A possibilidade de esclarecer as relações litoestratigráficas-estruturais entre as supracrustais metamorfisadas em diferentes graus e regimes e as rochas granito-gnáissico-migmatíticas que poderiam constituir seu embasamento contribuiu também para esta escolha.

1. OBJETIVOS E PLANO DE TESE

Uma série de controvérsias existem na literatura sobre a evolução das rochas supracrustais denominadas de Grupo São Roque *lato sensu*, no que concerne deformações, tipos e graus de metamorfismo e ambiente geotectônico, sendo a principal questão se alguns conjuntos de litotipos pertenceriam ou não a um único ciclo geotectônico, como proposto por Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) ao subdividirem o conjunto nos grupos Serra do Itaberaba e São Roque.

A discussão detalhada desta problemática e a caracterização do Grupo Serra do Itaberaba constituem o objetivo desta tese e os trabalhos para alcançá-lo incluíram:

- uma revisão bibliográfica, o mais abrangente possível, sobre os grupos São Roque, Açungui, Paraíba do Sul e o Complexo Embu, visando resgatar a evolução dos conhecimentos geológicos na área e adjacências e as denominações informais e formais das unidades, conforme apresentado no CAPÍTULO II. Outro intuito da revisão foi estabelecer correlações estratigráficas, assunto discutido no CAPÍTULO III;

- o mapeamento geológico em escala de semi-detalle e de detalle da região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca (542 km²), que resultou no mapa geológico-estrutural apresentado na escala de 1:25.000 (ANEXO I). A descrição dos litotipos, apresentada no CAPÍTULO IV, inclui os metapelitos, metabasitos, rochas metavulcanoclásticas diversas, metassedimentos tufíticos, metaígneas intermediárias a ácidas, rochas cálcio-silicáticas, metassedimentos grafitosos e quartzosos, formações ferríferas, marunditos, rochas gnáissico-migmatíticas, metapelitos manganêsíferos e peraluminosos, rochas carbonáticas e metapsamitos do Grupo Serra do Itaberaba; os metaconglomerados, metabrechas, metarritmitos, metarcóseos, quartzitos, metabasitos e metassedimentos tufíticos do Grupo São Roque, as rochas granitóides, cataclásticas e as formações sedimentares. Duas subáreas, uma com 41,5 km² e outra com 2,64 km², foram cartografadas, respectivamente, nas escalas 1:10.000 e 1:2.000 (ANEXOS II e III), objetivando o esclarecimento de aspectos estruturais e das relações estratigráficas existentes, especialmente entre as rochas metavulcânicas e suas derivadas metavulcanoclásticas;
- o tratamento integrado das informações obtidas no campo, escritório e laboratórios, incluindo estudos estruturais (CAPÍTULO V), petrográficos (CAPÍTULO VI) e geoquímicos, feitos com o intuito de caracterizar os tipos, os graus e a evolução metamórfica (CAPÍTULO VII), as deformações, a litocstratigrafia das seqüências e a petrogênese dos litotipos (CAPÍTULO VIII), que constituiram, juntamente com o reconhecimento das estruturas primárias ígneas e sedimentares, a base para as reconstituições paleoambientais (CAPÍTULO IX) e para as considerações sobre a metalogênese da região (CAPÍTULO X).

Uma discussão sobre as idades dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba pode ser encontrada no CAPÍTULO XI e no CAPÍTULO XII são apresentadas as conclusões do trabalho.

Segue-se, no ÍTEM 4 deste capítulo, a descrição dos métodos utilizados nas várias etapas de trabalho.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A área localiza-se a nordeste da cidade de São Paulo (FIGURA 1), distando seu centro aproximadamente 40 km da Praça da Sé. Possui a forma um polígono irregular de aproximadamente 542 km², inserido entre os paralelos 23°12'30"S e 23°23'31"S e os meridianos 46°11'17"W e 46°31'43"W.

Os limites do polígono foram estabelecidos:

- a sul, sudeste e leste na Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari, avançando um pouco além da borda da Bacia de São Paulo e dos sedimentos a ela correlatos;
- a noroeste, um pouco além do traço principal da Zona de Cisalhamento Jundiuvira;
- a sudoeste, no início dos afloramentos dos quartzitos da Serra da Pirucaia.

Chega-se à área pela rodovia Presidente Dutra (BR-116), até Cumbica, Arujá ou Santa Isabel, ou pela rodovia Fernão Dias (BR-381), até a Serra da Cantareira ou Mairiporã. Destes locais uma razoável rede de estradas vicinais possibilita o acesso ao seu interior.

FIGURA 1 - Localização da área.

3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área situa-se no contexto geomorfológico da Província do Planalto Atlântico, definida por Almeida (1964) e detalhada por Ponçano *et al.* (1981a, 1981b). Predomina na região a Zona Serrania de São Roque, ocorrendo subordinadamente as zonas Médio Vale do Paraíba (Subzona Morros Cristalinos) e Planalto Paulistano (Subzona Colinas de São Paulo).

O relevo é, em geral, acidentado, com expressivas elevações, como as serras do Itaberaba (ou do Gil), Pedra Branca, do Bananal, Lagoa e os morros Nhanguçu, Grande, do Zorelho, do Guaraviritiba, da Pedra Preta e dos Macacos.

As serranias e morros sustentados por metassedimentos e metabasitos têm altitudes entre 900 e 1.200 m. As maiores elevações são sustentadas por rochas granito-gnáissicas e alcançam até mais de 1.350 m de altitude (Serra do Itaberaba: 1.379 m). A cota dos fundos dos vales varia entre 750 e 900 m.

As áreas onde afloram os sedimentos da Bacia de São Paulo e parte das rochas blastomiloníticas e miloníticas da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari têm comumente relevo colinoso, com altitudes ao redor de 800 m.

A rede de drenagem é do tipo dendrítico, sendo os principais cursos d'água os rios Jaguari e Atibaia e os ribeirões Pirapora, da Pedra Branca, Pilões, da Jararaca, Tomé Gonçalves e Tapera Grande.

A cobertura vegetal nativa está preservada em algumas áreas, especialmente onde a topografia é mais acidentada. É constituída por floresta intermediária entre as formações perenes de encosta e as do interior. São classificadas como Floresta Subcaducifólia Tropical (Alonso, 1977). Reflorestamentos com *Pinus Elliotti* e eucaliptos de várias espécies são frequentes, bem como áreas de pastagens.

O clima é do tipo Tropical, com Domínio Climático Mesotérmico Brando e Subdomínio Superúmido com Supersêca (Nimer, 1977). Predominam temperaturas amenas durante o ano, com médias variando entre 19°C e 18°C. O verão é brando, e o mês mais quente tem temperatura média superior a 22°C. O inverno é bastante sensível e durante pelo menos um mês por ano a temperatura média é inferior a 15°C.

As precipitações máximas ocorrem nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com isoietas anuais variando entre 1.250 e 1.500 mm.

A atividade econômica da região concentra-se na agricultura de sobrevivência, um pouco mais intensa na parte norte da área, além de reflorestamentos e alguma atividade pecuária. A parte sul, nas proximidades do Aeroporto de Cumbica, a instalação de indústrias já se faz notar.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Materiais Utilizados

4.1.1 Mapas-base

Foram utilizados mapas topográficos nas escalas 1:50.000 e 1:10.000 (TABELA 1), cuja articulação está esquematizada na FIGURA 2, respectivamente para orientações gerais e escolha de seções para um reconhecimento regional e como base topográfica dos levantamentos de campo. Por serem de boa qualidade, atualizados e na escala ideal para a precisão desejada, as plantas em 1:10.000 dispensaram o uso de fotos aéreas durante os trabalhos de campo.

Os dados de campo foram lançados em montagens de fotocópias reduzidas dos mapas topográficos na escala de 1:10.000, que serviram para a elaboração dos rascunhos dos mapas geológicos, um na escala aproximada de 1:20.000, para acompanhamento das unidades litoestratigráficas, e outro na escala de 1:40.000, para definição das estruturas maiores.

O mapa geológico-estrutural na escala 1:25.000 foi traçado em reprodução em *cronaflex* obtida pela redução fotográfica dos mapas topográficos na escala de 1:10.000, e o mapa de pontos correspondente em cópias em sépia da redução. Os mapas 1:10.000 foram ambos traçados em cópias em sépia das plantas 1:10.000, montadas pela mesma técnica.

4.1.2 Fotografias aéreas e imagens de sensores remotos

Foram utilizadas as fotografias aéreas do levantamento IBC-GERCA, realizado em 1972, em escala aproximada de 1:25.000, listadas na TABELA 2. Devido à sobreposição de estruturas tectônicas que ocorrem até no Cenozóico e às pequenas dimensões da maioria das unidades litoestratigráficas, à intensa cobertura vegetal e ao

intemperismo, as fotografias aéreas ofereceram poucos detalhes durante a fotointerpretação preliminar. Todavia, elas foram bastante úteis quando da conclusão dos mapas geológicos.

TABELA 1 - Folhas topográficas utilizadas

FOLHAS TOPOGRÁFICAS 1:50.000				
LETRA	FOLHA	NOMENCLATURA	EXECUTOR	
A	Piracaia	SF-23-Y-D-I-1	IGG	
B	Igaratá	SF-23-Y-D-I-2	IGG	
C	Guarulhos	SF-23-Y-C-III-4	IGG	
D	Itaquaquecetuba	SF-23-Y-D-I-3	IGG	
E	Santa Isabel	SF-23-Y-D-I-4	IGG	

FOLHAS TOPOGRÁFICAS 1:10.000				
NÚMERO	CÓDIGO	NOMENCLATURA	FOLHA	SIGLA
1	084/108 ¹	SF-23-Y-D-I-1-SO-E	Ribeirão Cachoeirinha	RC
2	084/109 ¹	SF-23-Y-D-I-1-SO-F	Pau Cernio	PC
3	084/110 ¹	SF-23-Y-D-I-1-SE-E	Serra da Pedra Branca	SPB
4	084/111 ¹	SF-23-Y-D-I-1-SE-F	Barroca Funda	BF
5	084/112 ¹	SF-23-Y-D-I-2-SO-E	Pouso Alegre	PA
6	085/107 ¹	SF-23-Y-C-III-4-NE-B	Bairro dos Remédios	BR
7	085/108 ¹	SF-23-Y-D-I-3-NO-A	Ponte Alta	PAT
8	085/109 ¹	SF-23-Y-D-I-3-NO-B	Serra do Itaberaba	SI
9	085/110 ¹	SF-23-Y-D-I-3-NE-A	Pedra Branca	PB
10	4422 ²	SF-23-Y-D-I-3-NE-B	Serra da Pedra Branca	SPB
11	5411 ²	SF-23-Y-D-I-4-NO-A	Capela São Bento	CSB
12	3424 ²	SF-23-Y-C-III-4-NE-D	Rio das Pedras	RP
13	4413 ²	SF-23-Y-D-I-3-NO-C	Guaviritiba	G
14	086/109 ¹	SF-23-Y-D-I-3-NO-D	Vasconcelândia	V
15	4423 ²	SF-23-Y-D-I-3-NE-C	Itaberaba	I
16	4424 ²	SF-23-Y-D-I-3-NE-D	Jaguari	J
17	5413 ²	SF-23-Y-D-I-4-NO-C	Ribeirão Taboas (Santa Isabel)	SIS
18	3426 ²	SF-23-Y-C-III-4-NE-F	Serra da Piroca (Serra da Piracaia)	SP
19	4415 ²	SF-23-Y-D-I-3-NO-E	Tanque Grande	TG
20	4416 ²	SF-23-Y-D-I-3-NO-F	Ponte Preta	PP
21	4425 ²	SF-23-Y-D-I-3-NE-E	Fazenda Velha	FV
22	4426 ²	SF-23-Y-D-I-3-NE-F	Bairro do Retiro	BRT
23	4431 ²	SF-23-Y-D-I-3-A	Parque Santos Dumont	PSD
24	4432 ²	SF-23-Y-D-I-3-SO-B	Nova Bonsucesso	NB
25	4441 ²	SF-23-Y-D-I-3-SE-A	Arujá	A

¹ Projeto Grande São Paulo e Baixada Santista (TERRAFOTO/EMPLASA)

² Projeto Macro-Metrópole (TERRAFOTO/IGC)

As estruturas principais, como as grandes zonas de transcorrência, os corpos granitoides e o Grupo São Roque foram delineados em mosaicos semi-controlados de imagens de radar na escala 1:250.000, executados pela LASA, em 1976, para o MME-DNPM (mosaicos SF-23-Y-C e SF-23-Y-D), e as imagens MSS do satélite LANDSAT, nas escalas 1:250.000 e 1:500.000.

4.2 Métodos de Trabalho

Para consecução dos objetivos propostos, foram adotados vários métodos, que podem ser sumarizados em três etapas principais:

- trabalhos preliminares

- levantamentos sistemáticos e análises
- atividades complementares e trabalhos finais

FIGURA 2 - Articulação das folhas topográficas.

TABELA 2 - Fotografias aéreas utilizadas

FAIXA	NÚMERO DAS FOTOS	FAIXA	NÚMERO DAS FOTOS
275-H	33.387 a 33.401	279-G	38.466 a 38.468
276-H	34.110 a 34.126	279-H	38.738 a 37.750
277-H	34.039 a 37.057	280-G	38.727 a 38.729
278-G	38.235 a 38.238	280-H	39.017 a 39.024
278-H	38.246 a 38.260		

Foto-índice SF-23-Y-C-III/IGC-GRCA (1972) - ESCALA 1:25.000

4.2.1 Trabalhos preliminares

O levantamento bibliográfico relativo à geologia da área e adjacências iniciou-se com a consulta à "Bibliografia da Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo" (Saad *et al.*, 1981), que possibilitou a recuperação de vários artigos e relatórios sobre os grupos São Roque, Açungui, Paraíba do Sul e Complexo Embu, bem como sobre assuntos específicos, como ocorrências minerais e dados de análises químicas, dentre outros. A partir daí, pôde-se coleccionar várias centenas de trabalhos que foram organizados segundo diversos assuntos, conforme apresentado no CAPÍTULO II. A pesquisa sistemática, regional e temática continuou até o final da redação da tese.

Foram também levantadas e catalogadas as ocorrências minerais, não só da área, mas também das unidades geológicas próximas, juntamente com informações sobre sua gênese.

Os trabalhos preliminares de campo incluíram o levantamento de algumas seções geológicas regionais, visando a caracterização inicial dos litotipos, das estruturas tectônicas, das grandes estruturas geológicas e a coleta de amostras para estudos petrográficos iniciais.

Nesta etapa foi efetuada a fotointerpretação preliminar dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos contatos litológicos de unidades maiores e das principais estruturas regionais, especialmente dos grandes falhamentos.

Foram também compilados sobre os mapas-base os mapas geológicos existentes, que, juntamente com os dados obtidos, permitiram a elaboração de um rascunho da geologia local

4.2.2 Levantamentos sistemáticos de campo, amostragem e análises laboratoriais

Esta fase do trabalho constituiu-se na principal etapa de aquisição de dados de campo e laboratoriais, podendo ser subdividida em:

a) Mapeamento sistemático, amostragem e elaboração dos mapas geológicos

O mapeamento foi realizado através do levantamento de secções nos acessos principais até a compreensão do quadro geológico da área. A partir daí, passou-se a adensar a malha de afloramentos, através do mapeamento dos acessos secundários, trilhas e algumas drenagens, até ser obtido o detalhamento desejado. Concomitantemente à coleta, os dados foram lançados em plantas topográficas em escalas aproximadas de 1:20.000 e 1:40.000 (obtidas pela montagem de fotocópias reduzidas das plantas 1:10.000), nas quais foram gradativamente elaborados os mapas geológicos, o em escala maior para acompanhamento detalhado das unidades litoestratigráficas e o em escala menor, para definição das estruturas maiores.

A densidade de afloramentos descritos entre as secções iniciais não foi homogênea na área estudada e dependeu da geologia local, da variabilidade dos litotipos e da complexidade das deformações, ou, ainda, da necessidade de se encontrar evidências geológicas mais específicas, como, por exemplo, relações de contato entre as unidades, estruturas primárias e informações mais detalhadas para a definição de estruturas tectônicas.

No total foram utilizados 4629 afloramentos descritos (incluindo 1039 afloramentos compilados de projetos diversos) para a elaboração dos mapas geológico-estruturais, além de centenas de pontos de controle, sem descrição completa, mas anotados nos mapas-base durante o mapeamento. Os mapas de pontos (escalas 1:25.000 e 1:10.000) estão nos ANEXOS IV e V.

Cabe ressaltar que era a intenção original elaborar um mapa na escala 1:50.000, ao invés de 1:25.000 (ANEXO I), mas houve a necessidade de maior detalhamento devido à enorme dificuldade de se conseguir correlações seguras nesta escala entre as secções, às vezes mesmo quando muito próximas. Com o conseqüente acréscimo de trabalho, os esforços foram concentrados no Grupo Serra do Itaberaba, devido não só ser este o objeto principal da tese de doutoramento, como também pela complexidade e grande variedade dos litotipos e suas relações mútuas.

Para duas subáreas foram elaborados mapas geológicos nas escalas 1:10.000 (ANEXO II) e 1:2.000 (ANEXO III), a partir de levantamentos preliminares efetuados nos projetos de prospecção mineral (Juliani *et al.*, 1983; Saragiotto, Juliani & Beljavskis, 1984).

Partes da área, devido à impossibilidade de acesso, falta de afloramentos ou em função da definição de limites lineares para o mapa geológico, não tiveram ou tiveram poucos afloramentos descritos. Para a visualização destes problemas e para melhor análise dos mapas geológicos nas escalas de 1:25.000 e 1:10.000, foram

elaboradas as FIGURAS 3, 4, 5 e 6, representando as densidades dos afloramentos descritos por km^2 . Os dados foram integrados por krigagem, minimizando-se a influência dos valores dos pontos adjacentes.

FIGURA 3 - Distribuição dos afloramentos descritos por km^2 - Mapa 1:25.000.

Como rotina de descrição dos afloramentos procurou-se sempre observar inicialmente as estruturas maiores, os principais litotipos e suas alterações intempéricas, bem como eventuais relações de contato. Em seguida buscou-se identificar os minerais constituintes das rochas, especialmente os indicativos de grau metamórfico, a existência de porfiroblastos, porfiroclastos ou fenocristais e suas relações com as foliações metamórficas ou com estruturas ígneas. Especial atenção foi dedicada na identificação de estruturas primárias preservadas, sedimentares e ígneas, e de minerais de interesse metalogenético.

As estruturas registradas nos litotipos, notadamente as metamórficas, como as dobras, seus estilos e tipos, foliações associadas ou não, lineações, a sobreposição de fases deformacionais e as conseqüentes figuras de interferência também foram descritas. Sempre que possível foram medidas as orientações geométricas das foliações, eixos das dobras, lineações e, quando presente, acamamento sedimentar.

Ainda nesta etapa foram sistematicamente amostradas rochas frescas a semi-frescas para análises petrográficas por coloração seletiva de feldspatos e petroquímicas e rochas alteradas para o estudo de minerais resi-

duais, obtendo-se cerca de 650 amostras, que foram numeradas/catalogadas, com o número do afloramento precedido pela sigla da folha topográfica 1:10.000 (TABELA 1) onde se localiza o ponto descrito.

FIGURA 4 - Distribuição dos afloramentos descritos por km^2 em planta - Mapa 1:25.000, (curvas de isofrequência de 2 afloramentos/ km^2).

FIGURA 5 - Distribuição dos afloramentos descritos por km^2 - Mapa 1:10.000,

FIGURA 6 - Distribuição dos afloramentos descritos por km² em planta - Mapa 1:10.000 (curvas de isofrequência de 5 afloramentos/km²).

b) Petrografia

Os estudos petrográficos incluíram a revisão de 208 lâminas descritas em projetos de pesquisa mineral anteriormente realizados na área e a descrição de 412 seções delgadas de amostras seleccionadas. Foram utilizados microscópios ZEISS (*Standard WL Research Microscope*) e LEITZ (*Ortholux POL*). Foram ainda compiladas de projetos diversos 99 descrições petrográficas, perfazendo um total de 719 lâminas.

A identificação de minerais opacos (de minérios ou acessórios) em seções polidas foi feita com microscópio ZEISS de luz refletida (*H-Pl-Pol*).

As fotomicrografias foram obtidas com equipamento da marca ZEISS (*Axioplan Pol*) e as observações de rochas e minerais isolados em lupa binocular CARL ZEISS.

Durante estes estudos, as obras de Heinrich (1956), Ramdohr (1969), Uytendogaardt & Burke (1971), Miyashiro (1973), Spry (1976), Kerr (1977), Winkler (1977), Tröger (1979), Turner (1981), Deer, Howie & Zussman (1967, 1981) e Craig & Vaughan (1981) foram constantemente consultadas.

As nomenclaturas adotadas foram: para as rochas metamórficas, a de Winkler (1977); para das rochas ígneas, a da IUGS (1973) e Streckeisen (1976); para as rochas cataclásticas, de Higgins (1971), Spry (1976) e Sibson (1977); para os migmatitos, de Mehnert (1971) e para as rochas metavulcanoelásticas, de Fisher (1961, 1966), Lajoie (1979) e Fisher & Schmincke (1984).

As análises petrográficas modais seguiram o método descrito por Hutchinson (1974).

c) Coloração seletiva de feldspatos

Para facilitar a análise modal das rochas granitóides, especialmente as porfíriticas, 30 amostras foram submetidas à coloração seletiva dos feldspatos com cobaltonitrito de sódio, segundo o método discutido por Hutchinson (1974).

d) Análise de minerais residuais

Devido ao intenso intemperismo, foi necessário caracterizar alguns litotipos específicos mediante seus minerais residuais. Para tanto, foram analisadas 92 amostras de produtos de alteração, objetivando a identificação das assembléias minerais residuais diagnósticas e de minerais-índices de grau metamórfico.

As etapas de preparação foram:

- 1) desagregação manual e mecânica em agitador;
- 2) deslamagem em hidrociclone;
- 3) peneiramento nas frações: + 0,250 mm, - 0,250 mm + 0,125 mm, e - 0,062 mm;
- 4) arquivamento da fração - 0,062 mm;
- 5) análise em lupa binocular da fração + 0,250 mm;
- 6) separação das frações intermediárias em meio denso (bromofórmio);
- 7) separação magnética (ímã de mão) nas porções mais densas;
- 8) montagem de lâminas com NUJOL e identificação microscópica dos minerais pesados das frações não magnéticas;
- 9) identificação complementar de minerais por difração de raios X.

Quando necessário, as amostras foram lavadas com ácido acético com Al^{10} para remoção de películas superficiais limoníticas ou submetidas à separação magnética em separador FRANTZ (S.G. CO. Ltd., modelo L.I.).

Para determinação de alguns minerais foram utilizados métodos de imersão (segundo Jones & Fleming, 1965; Hutchinson, 1974, e Kerr, 1977), em líquidos com índices de refração conhecidos da R.P. CARGILLE LABORATORIES INC., posteriormente verificados com refratômetro Abbe (CARL ZEISS).

e) Difratometria de raios X

As análises qualitativas de difração de raios X serviram em geral para certificar identificações ópticas preliminares de minerais.

Foram analisadas 40 amostras, 19 destas de minerais residuais. Parte substancial das análises foram efetuadas em cianita transformada para fibrolita e sillimanita, tentando-se identificar resquícios do mineral original.

As outras 21 amostras são de minerais de rocha ou de rocha total, principalmente de metabasitos e de formações ferríferas, analisadas para melhor caracterizar alguns minerais, principalmente os anfibólios.

A quase totalidade das análises foram realizadas no Laboratório de Difratometria de Raios X do IG-USP, mas algumas delas foram feitas nos laboratórios do IPT.

f) Petroquímica de rocha total

Um total de 144 amostras representativas dos litotipos que ocorrem na área foi analisado por fluorescência de raios X sequencial automática (Espectrômetro PHILIPS, PW-1540). As análises foram realizadas nos laboratórios da Universidade de Berna (Suíça) e do Instituto de Mineralogia e Metalogenia da Universidade Técnica de Aachen (RFA), em projetos de cooperação científica internacional - CNPq e FAPESP.

Foram determinados os teores de elementos maiores (expressos como SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e P.F.) e de elementos menores e traços (Ba, Rb, Sr, Pb, Th, U, Nb, La, Ce, Nd, Y, Zr, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga, Se, S, F e Hf), tendo sido analisados até 33 elementos/amostra, agrupados em diferentes populações analíticas e composicionais. Os limites analíticos de detecção estão na TABELA 3.

TABELA 3 - Limites de detecção das análises por fluorescência de raios X

Óxidos	%	Elementos	ppm	Elementos	ppm
SiO ₂	0,04	Cr	10	Zr	9
TiO ₂	0,0001	Ni	7	Y	8
Al ₂ O ₃	0,004	Co	7	Sc	1
FeO*	0,002	V	15	Pb	1/5*
MnO	0,002	Cu	14	S	50
MgO	0,1	Zn	5	Hf	1
CaO	0,0004	Rb	3/8/10*	Th	1/5*
Na ₂ O	0,3	Ba	10/30*	U	10
K ₂ O	0,0003	Sr	3	La	20
P ₂ O ₅	0,0007	Ga	6	Nd	25
		Nb	1/4*	Ce	20

* limites para diferentes laboratórios.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Minérios da então Divisão de Tratamento de Minérios (DITRAM) - IPT, segundo o seguinte roteiro:

- 1) corte com serra diamantada para seleção de núcleos inalterados;
- 2) britagem a - 0,5 cm de diâmetro, em britador de mandíbulas de aço;
- 3) retirada, com mão de mão, de fragmentos de aço, quando presentes;
- 4) secagem, homogeneização e quartejamento do britado, separando-se uma subamostra para moagem e outra para arquivo;
- 5) moagem em moinho de anéis de carboneto de tungstênio, até aproximadamente 80% passante em peneira 0,075 mm (200 mesh);
- 6) homogeneização e quartejamento, separando-se uma alíquota para o arquivo e outra para análise.

Algumas amostras de quartzo hialino foram preparadas da mesma maneira para verificação de possíveis contaminações de elementos menores introduzidas pelo método acima descrito.

As pastilhas para análise foram preparadas:

- para dosagem dos elementos maiores, por fusão com *di*-tetraborato de lítio (Spectromelt, MERCK). Nesta etapa determinou-se ainda a perda ao fogo - P.F.;

- para elementos menores e traços, por prensagem das amostras em pó, utilizando-se ou não meios aglutinantes.

Os teores de Fe^{2+} e Fe^{3+} não foram determinados por tratar-se quase sempre de rochas metamorfasadas, ou seja, não indicariam a fugacidade de oxigênio da rocha original e sim a dos eventos metamórficos, não podendo ser considerados nas interpretações petrogenéticas.

Um conjunto de 46 amostras compiladas da bibliografia foram analisadas no Brasil (Puriquima Ltda., GEOSOL - Laboratórios de Análise e NOMOS Laboratórios) por fluorescência de raios X, absorção atômica, *fire assay*, colorimetria, espectrometria óptica de emissão e plasma ICP. Nestas foram determinados os teores dos elementos maiores e menores para quase a totalidade delas, incluindo CO_2 , Fe_2O_3 e FeO . Os elementos traços para os diferentes grupos compilados são os seguintes:

- 1) Ba, Rb, Sr, Pb, La, Ce, Y, V, Cr, Ni, Co, Cu, S, Au
- 2) Ba, Sr, Pb, La, Ce, Y, Zr, V, Cr, Co, Cu, Zn, B, Be, Li, Mo, Sn e as terras raras La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, através de plasma ICP
- 3) Ba, Rb, Sr, Pb, Nb, La, Ce, Y, Zr, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, S, F, Li, Cl, W, As, Sn, Ag, Au
- 4) Ba, Rb, Sr, Pb, Zr, Ni, Co, Cu, Zn, S, F, Li, Cl, W, As, Au, Ag

Os dados geoquímicos foram tratados utilizando-se o pacote de programas NEWPET (Clarke, 1987-1992), criado para microcomputadores do tipo IBM-PC.

g) Análise estrutural

Os dados estruturais foram plotados em diagramas equiárea (Schmidt-Lambert) e de Wulff, segundo domínios estruturais, e tratados de acordo com as proposições metodológicas de Turner & Weiss (1963), Ramsay (1967), Hobbs, Means & Williams (1976), Vialon, Ruhland & Grolier (1976), Ramsay & Huber (1983) e na sistematização e revisão de Jardim de Sá & Hackspacher (1982, 1983).

Para a plotagem foi utilizado o programa QUICKPLOT (Everdingen & Gool, 1990), desenvolvido para microcomputadores do tipo IBM-PC.

As foliações e clivagens foram também classificadas, segundo Powell (1979) e Borraidaile, Bayly & Powell (1982).

Nas secções delgadas foram descritas e ordenadas cronologicamente as microestruturas, tipos das foliações e suas relações com os porfiroblastos e os demais minerais metamórficos, seguindo-se os conceitos dos autores acima citados e utilizando-se o atlas de feições microestruturais de Borraidaile, Bayly & Powell (1982).

h) Análise metalogenética

Foi efetuada segundo os conceitos preconizados por Routhier (1963), Guild (1972) e Shcheglov (1979), ou seja, as ocorrências minerais foram analisadas comparativamente a depósitos minerais conhecidos, considerando-se as suas tipologias, as regras de distribuição, o ambiente deposicional dos litotipos associados, a província crustal onde se encontram e sua evolução, os domínios e/ou zonas de metais, as reativações tectono-metamórficas e ainda o nível crustal exposto pela erosão da cadeia orogênica.

4.2.3 Atividades complementares e trabalhos finais

Nesta etapa foram levantadas algumas secções geológicas em locais específicos, para esclarecimento de dúvidas surgidas durante a elaboração dos mapas e das secções geológico-estruturais, bem como alguns estudos petrográficos complementares, concomitantemente à integração e análise de todos os resultados obtidos.

Efetuada as revisões e correções necessárias, foi providenciado o desenho dos mapas, das secções geológico-estruturais e das demais ilustrações, a elaboração das tabelas e a redação e revisão do texto da tese.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA, GEOLOGIA REGIONAL E SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA DA ÁREA ESTUDADA

Ao longo dos anos, grande quantidade de estudos foram desenvolvidos, abordando os mais variados aspectos geológicos, petrológicos, mineralógicos e geotectônicos do Grupo São Roque *sensu lato*, em muitos dos quais considerado como uma extensão do Grupo Açungui, aflorante na região sudeste do Estado de São Paulo e oeste do Estado do Paraná.

Algumas controvérsias sobre as correlações entre estes grupos, suas subdivisões, as fases de deformação e os tipos do metamorfismo que os afetaram, entre outras, já foram publicadas, inclusive em revisões bibliográficas parciais (por exemplo, Hasui, Penalva & Hennes, 1969; Coutinho, 1972; Carneiro, 1983; Juliani, Beljavskis & Schorscher, 1986), levantando, às vezes, dúvidas quanto às denominações formais utilizadas. Apesar de algumas tentativas para resolução destes problemas, muitos deles devem ainda ser considerados como em aberto, conforme procurar-se-á mostrar, nas páginas seguintes, numa revisão ampla e integrada das informações bibliográficas disponíveis.

A organização da revisão foi feita segundo períodos e/ou assuntos, seguindo-se a cronologia das publicações. Devido a sua extensão, recomenda-se aos leitores a leitura especialmente dos subitens 1.1 a 1.3, reservando-se os demais ao interesse específico ao assunto abordado.

Uma síntese da geologia regional e sobre o posicionamento geotectônico da região estudada será apresentada no final do capítulo.

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1. Trabalhos Históricos

Neste sub-ítem foram incluídas as publicações feitas anteriores aos trabalhos da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, criada em abril de 1886, bem como as pesquisas históricas sobre documentos e assuntos diversos, alguns deles da época do descobrimento do Brasil.

A importância geológica destas pesquisas, feitas quase que exclusivamente por viajantes estrangeiros, reside especialmente nas informações iniciais sobre os grandes traços da constituição geológica da região e nas descrições da atividade mineira da época.

Adicionalmente, as informações aqui levantadas têm, além dos interesses históricos, importância por possibilitarem a identificação e a localização de ocorrências minerais, especialmente de ouro, fundamentais para estudos metalogenéticos e de prospecção mineral, uma vez que muitas delas não mais constavam em levantamentos mais recentes.

1.1.1 Sobre a descoberta do ouro em São Paulo

As primeiras referências "mineralógicas" tratam sobre a descoberta de ouro e prata no país. A respeito da data exata da descoberta existem muitas controvérsias.

Leme (1772a, 1772b, 1772c) revisou os documentos da Câmara Municipal de São Paulo e concluiu que o ouro foi descoberto pela primeira vez no Brasil em São Paulo, nas serras de Jaguamimbaba (Serra da Mantiqueira), Jaraguá, Ivaturuna (Parnaíba) e em Biracoy (sertão do Rio Sorocaba), em 1597, pelos Affonso Sardinha, pai e filho.

Spix & Martius (1823), em viagem realizada no Brasil entre 1817 e 1820, descreveram, ao passar por São Paulo, as lavras do Jaraguá, ainda em atividade.

Andrada (1847, 1882) descreveu detalhadamente, além das outras ocorrências minerais, as mineralizações de ouro e as ocorrências de ferro da região de São Paulo, tendo observado a passagem de terrenos aluvionares para xistos e granitóides em direção às lavras. Anteriormente, em viagem realizada em 1820, os irmãos Andrada e Andrada e Silva descreveram os diversos litotipos da região, como xistos e granitos, destacando as grandes estruturas regionais, bem como as lavras de ouro e os minerais associados (Andrada & Andrada e Silva, 1846).

Rath (1856) estudou a região do Vale do Ribeira, descrevendo sua constituição geológica e as lavras de ouro ali existentes.

Eschwege (1833) considerou que a descoberta do ouro deu-se em São Paulo em 1590. Apresentou os métodos de lavra do ouro e um mapa de localização das minas, no qual incluiu a região de Guarulhos (na Serra do Itaberaba). Verificou que no período da viagem as atividades mineiras encontravam-se paralisadas.

Oliveira (1888) concordou com Eschwege, destacando que as lavras de Maganino foram paralisadas em 1812 devido a desabamento que vitimou diversos escravos, tendo havido uma nova tentativa, com prejuízo, em 1859, quando Joaquim Calhot tentou extrair ouro do "botado dos antigos" (rejeito das mineralizações anteriores).

Derby (1889b) também anuiu com as informações de Eschwege, mas discordou ter sido esta a primeira descoberta de ouro, tendo afirmado: "Entretanto, parece não ter sido esta a primeira descoberta de ouro no Brasil, pois, segundo uma carta de Braz Cubas, existente na bibliotheca de S.M. o Imperador, datada de 1562, já se anunciava a existência de ouro a 30 léguas de Santos".

Ponto de vista semelhante sobre a prioridade possuía Saint-Hilaire (1819, 1851), que considerou a descoberta como ocorrida em Paranaguá, mas apenas em 1578.

Após estas publicações, houve uma tendência de aceitar-se o ano da primeira descoberta como 1590, como expresso por Oliveira (1892), Egas (1925) e Martins (1943).

Entretanto, Campos (1929), ao apresentar uma revisão destes aspectos históricos, concluiu que a descoberta dos indícios de ouro deu-se por volta de 1580, tendo a mineração de fato sido iniciada somente em 1591.

Calógeras (1904) considerou que a primeira citação oficial seria devida ao bispo Pero Fernandes Sardinha, que em carta datada de 12/06/1552, relatou a D. João III a descoberta de ouro e prata na Capitania de São Vicente.

Uma detalhada análise dos documentos existentes levou Neme (1959) e Maffei & Nogueira (1966) a contestarem as informações anteriores. Estes consideraram como indubitável que os primeiros relatos oficiais foram devidos a Manoel da Nóbrega e a José de Anchieta, lavrados em correspondências enviadas aos seus superiores. A do primeiro corresponde a uma carta datada de março de 1553 e a do segundo, uma carta referente ao período de setembro de 1553 a março de 1554, quando de fato já teria sido encontrado o ouro na Capitania.

Nestas informações destacam-se sempre as ocorrências da região do Jaraguá, que devem corresponder à primeira descoberta de ouro no país, juntamente com as das regiões de Guarulhos, Pirapora do Bom Jesus e Sorocaba.

Apesar da controvérsia da data da descoberta, todos autores concordaram que nos primeiros anos do século XVII a atividade mineira estava bem estabelecida na região de São Paulo, constituindo importante atividade econômica.

O declínio da atividade mineira ocorreu no início do século XIX, como atestado pelos trabalhos de Mawe (1812) e Eschwege (1833). O primeiro visitou as minas em atividade em 1808 (incluindo as da região de Guarulhos) e o segundo, em 1818, já paralisadas, bem como Kidder (em Egas, 1925) em 1839. Por sua vez, Spix & Martius (1823) verificaram ainda atividade nas minas do Jaraguá quando das suas viagens.

A título de curiosidade, cabe ainda destacar a riqueza das minas do Jaraguá, como registrado pelo escrivão João Maia na Cart. da Provedoria da Fazenda Quad. do rol do ponto fl. 83, datado de 13/01/1681 (Leme, 1772a), como se segue:

"Em 7 de setembro de 1680, mandou (Dom Rodrigo Castelo Branco) 17 índios a Jaraguá a diligência de huma mina, que se dizia haver nesta serra, onde se trabalharão 3 dias e não consta que se produzisse este limitado exame o efeito apetecido; sendo certo, que a haver constância, a grande experiência desta matéria se descobriria a riqueza do ouro bruto, chamado de folhetos, que depois disto se tem extraído de Jaraguá; e no sopé da 1.ª serra, que vae entestar com o novo Atlas Jaraguá, toparão os escravos mineiros de José da Silva Ferrão, ouro bruto com a figura de peneas de gengibre e de hum só buraco se lavrou, extraio-se acima de 18 arrobas de ouro; até se profundar dito buraco, vulgo cata, porem, ninguém depois prosseguio com o menor exame, ...; porquanto ao rumo do mesmo Norte Sul encontrou Antonio Vaz de Oliveira do morro de Jaraguá quaze meya légoa vieiros de ouro, não só cravados nas pedras em centro do morro Carapiá, mas tão bem na superficie (chamão este ouro de Guapeara, ouro em folhetos de grandes pedaços)".

1.1.2 Os trabalhos iniciais

Concomitantemente com a descoberta e mineração do ouro, surgiram também os primeiros trabalhos sobre as regiões de ocorrência dos grupos São Roque e Açungui em São Paulo.

O primeiro deles refere-se à viagem do holandês Jan de Laet, realizada em 1625 (Laet, 1640), que visitou as diversas lavras de ouro da região e descreveu, de modo sucinto, seus aspectos mineralógicos e geológicos.

Mawe (1812), em sua viagem de 1807 a 1811, também descreveu as lavras, o método de lavagem do ouro, de granulação fina ou sob a forma de folhetos, muito embora ocorressem também massas do tamanho de uma pera ou maiores. Verificou também turmalina e topázio nos rejeitos do Jaraguá e que as ruas de São Paulo eram pavimentadas com arenito ferruginoso e quartzo com ouro.

Agradável descrição naturalista, incluindo aspectos sociais, geográficos, botânicos, faunísticos, geológicos e mineralógicos, pode ser encontrada nos trabalhos de Saint-Hilaire (1819, 1851). As observações geológicas referem-se à descrição dos cascalhos auríferos e demais litotipos encontrados em seus caminhamentos, principalmente ao se dirigir aos fornos para produção de ferro em Ipanema (Sorocaba).

Derby (1889a) fez minucioso relato destas antigas atividades de pesquisa, onde destacou os estudos de Eschwege (1818), Varnhagen (1823, também publicados em 1832), e Pissis (1842), que apresentou o primeiro esboço geológico da Província, de Rath (1856) e Rosenbusch (1870), dentre outros. Levantamentos semelhantes foram elaborados por Knecht (1945), Moraes Rego (1954a, 1954b) e Leonardos (1965).

Derby (1899b, 1903) descreveu os roteiros de duas Bandeiras paulistas saídas entre 1601 e 1604,

que passaram pelas catas de ouro da região de Guarulhos.

A viagem de Mawe entre 1807 e 1811 foi objeto de publicação de Leonardos (1969).

A carta régia do Príncipe D. Pedro, tratando das minas de prata de Sorocaba foi publicada por Mello (1888).

Uma compilação das informações sobre os recursos minerais conhecidos na época foi efetuada por Ferreira (1885).

Outras publicações foram consultadas, destacando-se uma sobre a história de Guarulhos (Noronha, 1960) que inclui informações sobre as mineralizações e a produção de ouro da região, e a de Pinto (1979), sobre o ouro brasileiro e o comércio anglo-português.

1.2. Primeira Fase dos Estudos Sistemáticos

Compreende principalmente os artigos publicados na primeira metade do nosso século, efetuados essencialmente pelos técnicos da Comissão Geográfica e Geológica, posteriormente transformada em Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo.

Aproximadamente à época da publicação do Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:1.000.000, em 1963, conceitos geológicos mais atualizados passaram a ser utilizados mais amplamente pelos pesquisadores, razão pela qual estabeleceu-se, embora de modo um tanto quanto subjetivo, a data desta publicação como o limite final da primeira fase. Neste período passou-se também a buscar o conhecimento geológico do território paulista, não somente visando a pesquisa de recursos minerais, mas como também a compreensão dos processos e da evolução geológica da região.

Esta fase pode ser considerada iniciada por Derby (1878 e 1879), ao apresentar estudos sobre a região diamantífera da então Província do Paraná. Muito frequentemente estes trabalhos têm sido citados como aqueles que introduziram o termo *Série de Assunguy*, o que de fato não ocorreu. Derby referiu-se tão e simplesmente a "... schistos vermelhos e porphyros acima mencionados, amplamente desenvolvidos com leitos de mármore branco e mineral de ferro...", encontrados na "... margem ocidental deste districto que é conhecido pelo nome geral de Assunguy...". Relacionou também estes metassedimentos com aqueles de São Paulo, Bahia, Minas Gerais e Rio Grande do Sul e denominou, por conveniência, as séries metamórficas de *não cristalina*, para distingui-las das *séries cristalinas* mais antigas.

Tendo assumido a direção da Comissão Geológica da Província de São Paulo, Derby apresentou o primeiro relatório de atividades sobre o exercício de 1887 (Derby, 1888), incluindo os estudos de Campos (1888) e de Oliveira (1888). O primeiro autor descreveu "... uma formação de sedimentos aproximadamente horizontaes, encostando-se a SE na *série de schistos inclinados e de rochas cristallinas* de diferentes edades, que se estendem com maior elevação sob os nomes de Serra do Paranapiacaba, S. Francisco, Jundiáhy, Amparo e Serra Negra, e desaparecendo a NO encoberta pela *série mais moderna* ...". Oliveira estudou a região entre os rios Sorocaba e Tietê, subdividindo-a em quatro séries: *gnáissica*, *dos xistos metamórficos*, *sedimentária* e *das rochas eruptivas*. Descreveu a ocorrência da segunda série e relatou ter começado a estudá-la na Serra de São Roque, por oferecer melhores condições de elucidar o problema. Os litotipos das quatro séries foram detalhadamente descritos.

O relatório de 1888 de Derby (1889a) incluiu os estudos de Campos (1889) sobre as regiões de São Roque, Una, Piedade e Sorocaba. Nestes, Campos aventou a possibilidade de existirem terrenos de diferentes idades.

des em função do maior ou menor grau metamórfico e referiu-se às rochas dali, ainda que sem nítida conotação estratigráfica, como uma continuação das **camadas de São Roque**. No mesmo relatório Oliveira (1889b) apresentou suas pesquisas sobre a **série granítica** das serras de Itaqui, São Roque, Caieiras, etc. e a **série das rochas metamórficas**, especialmente na região do Jaraguá. Fez também um histórico das ocorrências de ouro, descrevendo detalhadamente os minérios, as relações estéril/minério e a presença de ouro nos micaxistos. Os granitos foram denominados como do Tico-Tico, de Pirituba, de Itaqui, de Sorocaba, Vermelho ou do Salto do Ytú e os com lepidolita. Oliveira citou também os xistos anfibolíticos do Vale do Jundiázinho e descreveu, pela primeira vez, a geologia da região da Serra do Itaberaba, destacando a presença de xistos, dioritos, gnaisses e quartzitos, bem como as antigas lavras de ouro.

No reconhecimento geológico efetuado por Oliveira (1889a) no Vale do Paranapanema foram sucintamente descritos os litotipos ali presentes. Aos metamórficos atribuiu a denominação de **Série da Serra de São Francisco**, tendo sido esta a primeira definição formal dos metassedimentos de São Paulo.

A geologia do trecho do Rio Tietê, com a descrição das formações consideradas arqueanas nas cabeceiras, a bacia terciária na Capital, os sedimentos da Bacia do Paraná e das rochas metamórficas existentes entre eles foi apresentada por Florence (1906).

O reconhecimento preliminar das formações aluvionares, dos terrenos terciários e da formação de xistos metamórficos com filitos e micaxistos turmalíferos da região de Itapeccerica da Serra foi iniciado por Cardoso (1907). Neste trabalho foram também descritas as ocorrências minerais e verificada a existência de transições entre os micaxistos e os gnaisses. Um esboço geológico da área foi apresentado na escala 1:500.000.

Derby (1909) subdividiu as rochas metamórficas do Brasil como arqueanas (gnaisse e xistos), cambrianas (quartzitos, filitos, etc.) e silurianas inferiores, incluindo os sedimentos pouco metamorfizados do Paraná e de São Paulo. A mesma subdivisão foi adotada por Leme (1919), ao descrever a geologia da região sul e parte das sudeste e centro-oeste do Brasil.

Ao descrever a geologia do Estado do Paraná, Oliveira (1916) caracterizou a **série de Assunguy** como formada por xistos argilosos pouco metamorfizados, quartzitos e calcários superpostos aos xistos cristalinos da Serra do Mar. No relatório de 1923 do Serviço Geológico (Campos, 1925), Oliveira (1925c), a quem muitos autores atribuem a introdução da denominação de **Série de São Roque**, mantém esta denominação, assim como no Mapa Geológico do Estado do Paraná (Oliveira, 1925b), no qual foram posicionados o **Complexo Crystallino** no Arqueano e a **Série de Assunguy** no Ordoviciano, unidades estas detalhadamente descritas por Oliveira (1927).

Oliveira (1925a), ao apresentar dados analíticos de calcários, cita alguns como oriundos da **Série de Assunguy** e outros da **Série de São Roque**, introduzindo desta forma, pela primeira vez, esta denominação na bibliografia.

Na Carta Geológica do Estado de São Paulo, elaborada por Florence & Pacheco (1929) e comentada por Oliveira (1929), as denominações **Série de São Roque** ou **Série de Assunguy** não foram utilizadas (somente nas edições posteriores adotou-se o nome **Série de São Roque**). Os metassedimentos foram posicionados no Paleozóico, assim como na coluna geológica do Brasil, organizada por Oliveira (1930a).

Moraes Rego (1930a) considerou a **Série de São Roque** como possivelmente ordoviciano e depositada sobre um substrato arqueano (**Complexo Brasileiro**). Reconheceu transições entre os xistos e os filitos, e destes para os quartzitos, bem como os granitos anteriores e posteriores à **Série**. Moraes Rego (1932) manteve o mesmo esquema anterior e reconheceu também a passagem gradual de rochas granitizadas para micaxistos e destes para filitos. Os gnaisses foram considerados sedimentos mais metamorfizados e granitizados e os anfibolitos

como derivados de rochas calcárias. Ao descrever as estruturas dobradas, afirmou serem os quartzitos mais antigos, mas estando atualmente posicionados no topo da sequência devido a uma inversão estratigráfica. A Série de São Roque foi correlacionada à de Minas e a de Assunguy, uma prolongação dela.

A constatação de felsitos no Morro do Rosário, de anfibolitos com grau metamórfico mais elevado, incompatível com os filitos encaixantes, de dobras isoclinais na Serra dos Cristais, com vergência para leste, bem como a descrição do metamorfismo e do ambiente de sedimentação da Série de São Roque, devem-se a Moraes Rego (1933b). Passagens graduais entre rochas carbonáticas e metabásicas e a feldspatização de xistos, transformados em gnaisses fitados, foram posteriormente descritos pelo mesmo autor (Moraes Rego, 1937).

Sintetizando o conhecimento geológico da época, Rocha (1934) considerou a Série de São Roque como ordoviciana.

Barbosa (1936a, 1936b) apresentou basicamente uma coluna geológica do pré-Devoniano brasileiro e correlacionou a Série de São Roque com a Série de Minas, atribuindo-lhes idade proterozóica inferior, com o que concordou Santos (1937). As séries ter-se-iam formado em ambiente submarino, com lavas básicas subaéreas e subaquosas depositadas juntamente com argilas, margas, arenitos, calcários e sedimentos feríferos, posteriormente metamorfisados.

Uma atualização do livro Geologia do Brasil de Eusébio de Oliveira foi preparada por Guimarães, assistido por diversos pesquisadores (Guimarães, 1936b). Para a área de interesse considerou a Série de São Roque como constituída por filitos, xistos e migmatitos de idade algonquiana inferior, discordando da idade siluriana anteriormente a ela atribuída. Outras referências à Série, sem alterar o acima exposto, foram feitas por Guimarães (1936a, 1937, 1938).

A região da Serra da Cantareira foi estudada por Moraes Rego & Santos (1938). Estes autores descreveram minuciosamente os granitos ali existentes, bem como suas rochas encaixantes, formadas por micaxistos, filitos, paragnaisses, quartzitos e anfibolitos, denominadas de Série de São Roque.

Os conhecimentos adquiridos no período, bem como as interpretações decorrentes, foram incorporadas nos trabalhos de Oliveira & Leonardos (1940, 1943a, 1943b, 1978), de Guimarães (1943) e de Moraes Rego (1947).

Na região de Perus Knecht (1943c) identificou estauroilita em biotita xisto com granada e sulfetos, produto do metamorfismo de contato gerado pelas intrusões graníticas e pegmatíticas, posteriores ao desenvolvimento da xistosidade nas rochas. Atribuiu a mesma origem para as massas fibrosas de sillimanita, às vezes dobradas, verificadas em veios lenticulares de quartzo branco e nos xistos dos arredores do maciço granítico do Tico-Tico (Knecht, 1944c, 1950d).

Na Várzea dos Souzas Knecht (1944b) descreveu a ocorrência de um filão concordante de magnetita parcialmente transformada em hematita, posicionado sobre uma camada de epidoto-hornblenda xisto e sotoposto a grafita xistos com pirita disseminada. Reconheceu também manganês e limonita nos quartzitos próximos.

No Município de Franco da Rocha, Knecht (1950c, 1950g) encontrou filitos com intercalações de quartzitos, clorita xistos, anfibólio xistos, calcários e dolomitos da Série de São Roque, bem como os granitos associados. O autor descreveu ainda, na Pedreira Calcárea, um calcário conglomerático e brechoso com malaquita e lazurita, capeado por conglomerados xistosos e por quartzitos microconglomeráticos.

A descrição da geologia do Município de Guarulhos feita por Knecht (1950e) destaca a abundância de anfibolitos e filitos. Embora sem justificar, o autor levantou dúvidas se aquele conjunto de rochas pertenceria ou não à Série São Roque. Incluiu, também, as mineralizações de ouro e as ocorrências de ferro ali existentes.

A constituição geológica dos municípios de Santana do Parnaíba e de Barueri foi apresentada por Knecht (1950f), sendo grafita xistos, anfíbolio xistos, hidromicaxistos e folhelhos ardosianos os principais litotipos.

Knecht (1950c) descreveu detalhadamente as ocorrências minerais do Município de São Paulo e fez um histórico sobre a mineração de ouro na região. Análise semelhante, incluindo aspectos sobre a geologia dos municípios de Mogi das Cruzes, Poá e Suzano foi feita por Knecht (1950b). Destacou suas dúvidas em considerar os xistos da região como pertencentes à **Série de São Roque** ou ao **Complexo Cristalino**.

A **Série São Roque** da região homônima foi estudada por Coutinho (1950, 1953), que concluiu tratar-se de rochas sedimentares metamorfisadas na zona da clorita. A presença de diopsídio foi justificada por desequilíbrios metamórficos locais devido à falta de *stress*. Diversos corpos de composição granítica, adamelítica e granodiorítica que invadem a seqüência foram também descritos. Posteriormente, o conjunto foi submetido a deformações que geraram cataclasitos, milonitos e ultramilonitos.

Estudos semelhantes foram feitos por Mezzalana (1953) na região de Mairiporã-Guarulhos, onde verificou que, comparativamente ao restante da **Série São Roque**, as rochas encontravam-se mais deformadas, além de faltarem calcários, de ser pequena a proporção de quartzitos, serem abundantes os granitos e pela presença de afloramentos de gnaisses, os quais considerou como anteriores à série. Setzer (1953) constatou uma situação semelhante para a região de Atibaia, onde considerou os restos de anfibolitos, xistos e quartzitos, encaixados em massas graníticas e sotopostos aos gnaisses arqueanos do Complexo Cristalino, como pertencentes à **Série São Roque**. Considerou ainda que parte dos anfibolitos e xistos poderiam pertencer ao Complexo Cristalino. Ainda nesta linha de pesquisa, Wohlers (1953) e Wohlers, Mezzalana & Setzer (1954) descreveram sucintamente a geologia da Folha de Jundiaí, mapeada na escala de 1:100.000.

Os metaconglomerados do Morro Doce, encontrados por Fernando F. M. de Almeida em excursão realizada em 1953, foram assunto de várias publicações. Odman (1955) considerou possível que sua formação representasse um marco entre duas épocas pré-cambrianas ou, alternativamente, entre duas formações geológicas distintas. Coutinho (1955) descreveu não só metaconglomerados naquela área, como também metagrauvacas, metarcóseos, quartzitos e raros filitos associados. Verificou estarem metamorfisados em baixo grau, localmente em grau um pouco mais elevado, e também aventou a possibilidade de que os xistos sotopostos pudessem pertencer a uma série mais antiga que a de **São Roque**. Coutinho & Takeda (1955), no entanto, consideraram-nos como pertencentes à **Série Açungui** e possivelmente representando uma seqüência estratigráfica normal, com calcários e quartzitos intercalados em filitos no topo, metarcóseos e metagrauvacas intermediárias, e metaconglomerados na base. Verificaram que os seixos eram essencialmente de "granitos normais", de granito-gnaisses e de gnaisses (80%), não tendo observado a presença de granitos do tipo Pirituba. Subordinadamente ocorrem seixos de quartzitos (20%) e raramente de epidiositos, micaxistos, quartzo e feldspatos. Observaram ainda que os elastos de feldspatos dos metarcóseos e das metagrauvacas exibiam bom arredondamento. O grau metamórfico das rochas foi caracterizado como da fácies dos xistos verdes, mas também afetadas por metamorfismo de contato de mais alto grau junto aos corpos graníticos. Tal qual Coutinho (1955), admitiram que os xistos aflorantes a nordeste e a sudeste poderiam ser mais antigos, ou alternativamente que a seqüência poderia ser uma formação superior correlacionável à **Formação Ribeira** (ou **Série Ribeira de Leonardos**, 1941).

As rochas termometamórficas da **Série São Roque** (incluindo sob esta denominação a **Série Açungui**) foram pesquisadas por Franco (1958). Concluiu o autor que na região de Perus existiam várias gerações hidrotermais de turmalina, além das detríticas, e que os calcários da Pedreira Cantareira estavam metamorfisados na

fácies piroxênio-hornfels, pertencendo ao mesmo evento que gerou estauroлита e sillimanita nas rochas encaixantes. Observou também que cloritas retrorretamórficas dos anfíbolitos de Pirapora mostravam transformações para anfíbólio. Atribuiu a geração destas texturas aos eventos termais.

As rochas graníticas do Estado de São Paulo, especialmente as de Itu, foram petrograficamente estudadas por Guimarães (1960), que acabou por admitir que algumas delas teriam sido geradas por processos metasomáticos.

A geologia e a evolução da região do Jaraguá, considerada como pertencente à **Série de São Roque**, foi apresentada por Cordani *et al.* (1961). Os autores verificaram que as rochas sofreram metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes e que a biotita ter-se-ia formado pela ação termal de intrusões graníticas. Aos metassedimentos atribuíram gênese em geossinclinal profundo, com *sills* de diabásio posicionados na base da série, sob as rochas metaconglomeráticas.

Os anfíbolitos da mesma área foram petrograficamente caracterizados por Gomes (1962). O autor verificou variações em zonas, com texturas e mineralogia características, causadas pela sobreposição de evento termal provocado pelo Granito Cantareira, introduzido nos metamorfitos.

Estudos semelhantes foram realizados por Cordani, Gomes & Girardi (1963) nas rochas cálcio-silicáticas da região de Perus e, em função de paragêneses minerais indicativas de grau metamórfico mais elevado que o das rochas regionais, efectuando-se os muscovita xistos com biotita e fibrolita e os com granada, biotita e fibrolita, concluíram que elas teriam sido produzidas por metamorfismo de contato.

Finalizando a primeira fase de estudos sistemáticos, cita-se o estudo de Hasui (1963) sobre os granitos turmalíferos de Perus. O autor concluiu terem sido as turmalinas geradas por processos essencialmente secundários (com 10% delas primárias), com soluções hidrotermais ricas em boro agindo sobre peritas e muscovitas. Constatou também que as estruturas bandadas, formadas por leitos com composição mineralógica variando entre granítica e granodiorítica, são devidas ao fluxo magmático.

1.3 Segunda Fase dos Estudos Sistemáticos

Marca o início desta fase a publicação do boletim número 41 do Instituto Geográfico e Geológico sobre a Geologia do Estado de São Paulo, apresentado por Lefevre (1964), que fez um curto retrospecto dos procedimentos adotados para a confecção do mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:1.000.000 (Lefevre *et al.*, 1963).

Naquela publicação, a caracterização dos granitos e sua distinção como anteriores e posteriores ao **Grupo São Roque** deveu-se a Barbosa (1964); o perfil geológico do Estado foi elaborado por Torres, Guimarães & Mezzalana (1964), e o quadro geocronológico por Petri, Mezzalana & Guimarães (1964), que dividiram o Proterozóico em **Pré-Cambriano Superior**, constituído pelo **Grupo São Roque**, e **Pré-Cambriano Inferior**, formado por metassedimentos sobrepostos a granitos gnaissificados.

Os litotipos do **Grupo São Roque**, assim redefinido por Lefevre *et al.* (1963), foram descritos por Paoliello (1964) como uma extensão da **Série de Açungui** do Estado do Paraná. O **Arqueano** ou **Complexo Brasileiro** foi discutido por Knecht (1964), tendo admitido transições entre os micaxistos deste e os filitos do **Grupo São Roque**. Considerou ainda a possibilidade da existência de um horizonte de micaxistos correspondente ao Proterozóico Médio, ou seja, situado estratigraficamente entre o **Complexo Brasileiro** e o **Grupo São Roque**.

Guimarães (1964) manteve a distinção entre os metassedimentos **Assunguy** e **São Roque**, ainda

considerados como séries e como do Proterozóico Inferior (1.064-1.326 Ma), e as correlacionou à série de Minas.

Ellert (1964) apresentou a geologia da região de Mairiporã em sua tese de livre-docência, concluindo ter existido um incremento do grau metamórfico nos metassedimentos no sentido noroeste-sudeste, desde os filitos da região de Mairiporã até os xistos da região das serras do Itaberaba e Pedra Branca.

Os xistos da região de Guarulhos, alguns portadores de dannemorita (membro manganífero da série cummingtonita-grunerita) e almandina (posteriormente identificados como formações ferríferas por Juliani, Beljanskis & Schorscher, 1986), foram estudados por Gomes, Coutinho & Oliveira (1964). Os autores verificaram que, apesar dos quartzo-sericita xistos apresentarem paragêneses da fácies dos xistos verdes, a presença de granada deformada, biotita fragmentada e placas de muscovita poderiam representar antigos porfiroblastos, produzidos por metamorfismo de grau mais elevado. As rochas com dannemorita e os epidoto anfibolitos exibiam paragêneses indicativas da sub-fácies quartzo-albita-epidoto-almandina, correspondendo a fácies de grau mais elevado que os metapelitos encaixantes.

No mesmo período Gomes, Santini & Dutra (1964), com base em dados texturais, químicos e mineralógicos, caracterizaram os anfibolitos das proximidades do Pico do Jaraguá como originados pelo metamorfismo de rochas de filiação tholeiítica. As variações químicas das hornblendas foram determinadas por Gomes, Dutra & Oosterwick-Gastuche (1968) e a caracterização dos metamorfismos que os afetaram foi feita por Gomes (1971). Os anfibólitos foram novamente estudados por Gomes, Oosterwick-Gastuche & Dutra (1972) e os minerais opacos por Gomes (1973a). Uma síntese geral foi feita por Gomes (1973b), em que considerou as rochas anfibolíticas como pertencentes ao **Grupo São Roque-Açungui**, com natureza tholeiítica, metamorfisadas regionalmente na fácies dos xistos verdes (epidoto anfibolito) e termalmente na fácies almandina anfibolito, o que produziu transformações minerais, texturais e químicas distintas nas rochas, reconhecíveis por diferentes paragêneses, e nos minerais, como o zonamento dos anfibólitos, com bordas mais hornblêndicas e núcleos actinolíticos.

Os falhamentos transcorrentes de Taxaquara e Pirapora foram definidos por Hennes, Hasui & Penalva (1967a, 1967b). Caracterizaram os litotipos produzidos pelo metamorfismo dinâmico como gerados em profundidade suficiente para regeneração da muscovita e da biotita. Os autores definiram também os **blocos tectônicos Cotia** (formado pelo **Complexo Brasileiro**) e **São Roque** (constituído pelo grupo homônimo), separados pela falha de Taxaquara, para a qual supuseram rejeito horizontal superior a 100 km. Também atribuíram a formação da Bacia de São Paulo à reativação da falha no Fanerozóico.

Hennes, Penalva & Hasui (1967) descreveram a geologia do Pré-Cambriano a noroeste da cidade de São Paulo e definiram mais um bloco tectônico, denominado de **Jundiá**, que, juntamente com os outros anteriormente definidos, seriam caracterizados por constituições geológicas e estruturais que indicariam desenvolvimento em ambientes tectônicos distintos para cada um deles.

As considerações de Coutinho (1968b) sobre a petrologia do **Grupo São Roque** na região de São Paulo ampliou em muito os conhecimentos sobre sua evolução. Foi identificado um evento termal, que teria produzido porfiroblastos de muscovita metassomática e de estauroлита, posteriores à fase principal de metamorfismo regional. Classificou a série metamórfica como semelhante à série facial de New Hampshire, uma vez que os litotipos não possuíam cianita. Coutinho (1968c) definiu-a melhor, ressaltando que os porfiroblastos de estauroлита e de sillimanita teriam sido gerados não somente por evento termal, mas também por metamorfismo regional, e sugeriu a existência de uma série Barrowiana a sudeste, aparentemente referindo-se aos metassedimentos associados aos terrenos gnáissico-migmatíticos do também denominado **Complexo Costeiro**. Uma correlação dos litotipos da

mesma área, nomeados de Grupo Açungui, com a Formação Votuverava do Paraná foi proposta por Coutinho (1968a).

Quanto à evolução geológica, Almeida (1968a, 1968b) posicionou as faixas dobradas que incluem os grupos São Roque e Açungui no ciclo geotectônico por ele denominado de Brasileiro, que teriam sido formadas no período de 1.000 ± 50 Ma a 500 Ma, sobre um embasamento de 1.800 ± 100 Ma, localmente retrabalhado. Estas faixas foram incorporadas por Ferreira (1971) no que denominou de Sistema Atlântico.

Uma síntese dos conhecimentos geológicos do Grupo São Roque foi feita por Hasui, Penalva & Hennies (1969). Os autores consideraram os litotipos como pertencentes ao Grupo São Roque devido ao fato de que não estaria confirmada a continuidade física com o Grupo Açungui. Descreveram a presença de itabiritos e de metaconglomerados entre São Paulo e Itu, tendo afirmado que as rochas encontravam-se metamorfisadas na fácies dos xistos verdes, uma vez que nem mesmo biotita havia sido formada, exceto em uma auréola de contato de vários quilômetros de largura, verificada ao redor do maciço granítico de Ponanduva. Sugeriram ainda um zoncamento magmático para o grupo, com polaridade orogênica do sul para norte.

Penalva & Hasui (1970) reconheceram micaxistos nas bordas do granito dos morros do Tico-Tico e Grande, cuja origem foi atribuída ao metamorfismo de contato. A auréola teria 1,5 km de largura e iniciar-se-ia pela transformação de filitos em xistos com quartzo, muscovita e biotita, nos quais surgiriam sucessivamente biotita, muscovita, cordierita, granada, estauroлита e sillimanita, até atingir a fácies piroxênio-hornfels nas proximidades do corpo ígneo.

Nova síntese foi formulada por Coutinho (1971a) para o Pré-Cambriano sul-brasileiro, onde considerou os epimetamorfitos de São Paulo como pertencentes ao Grupo São Roque e os do Paraná como Grupo Açungui, correlatos aos grupos Porongos e Brusque. Reconsiderou a possível existência de discordância no Morro Doce e correlacionou os metassedimentos situados a nordeste de São Paulo à Formação Votuverava e os do nordeste de Cubatão à Formação Capiru. Citou a presença de cianita em metamorfitos de contato a nordeste de São Paulo e considerou o ambiente deposicional do Grupo São Roque como geossinclinal de águas rasas, com seqüência ofiolítica na base. Outras revisões foram apresentadas por Coutinho (1971c), Hasui, Hennies & Penalva (1971) e Penalva (1973).

Dentre os poucos estudos na região de Guarulhos destaca-se o de Coutinho (1971b), que a considerou como constituída essencialmente por filitos, xistos, gnaisses e anfibolitos do Grupo São Roque. Os litotipos estariam afetados por metamorfismo na fácies dos xistos verdes, exceto os gnaisses, pois suas paragêneses evidenciavam fácies de grau mais elevado, podendo ser granitos transformados e cisalhados. A sul das localidades de Lavras e do Guaracá verificou o predomínio de gnaisses, denominados como Complexo Gnáissico, recobertos por sedimentos da Bacia de São Paulo. Descreveu os contatos entre as duas unidades como ocorrentes através de uma zona de falhas reativada, considerada como uma extensão da Falha de Taxaquara.

Coutinho (1972) notou a presença esporádica de cianita em concentrados de minerais residuais de rochas alteradas do Grupo São Roque, mas admitiu a existência da série Barrowiana apenas na região sudoeste, aparentemente onde hoje é considerado como Grupo Açungui. Verificou passagens graduais entre rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos, atribuindo às primeiras origem por metamorfismo de contato (apesar de estranhar a existência de corpos situados muito longe das rochas graníticas e as transições existentes com os "anfibolitos normais") e considerou que os clorita xistos intercalados nos corpos de epidiositos e de xistos verdes poderiam ser antigos tufos ou grauvacas. Definuiu ainda as zonas da biotita (incluindo nela a região da Serra do Itaberaba), da almandina, da estauroлита e da sillimanita e reconheceu a presença de uma foliação metamórfica paralelizada ao

acumamento sedimentar. Quanto à nomenclatura, considerou que, se confirmada a continuidade entre os grupos, dever-se-ia adotar o nome de **Grupo Açungui-São Roque**.

O trabalho de Hasui (1973) sobre a tectônica da folhas de São Roque e Pilar do Sul marcou o início de um novo período de pesquisas calcadas na evolução estrutural dos litotipos. O autor definiu o **Bloco Ituparanga**, admitiu a feldspatização dos xistos pelos granitóides e considerou os metassedimentos do **Bloco Cotia** análogos aos do **Bloco São Roque** e gerados em uma faixa metamórfica simples, com grau crescente de noroeste para sudeste. As supracrustais do **Bloco São Roque** foram correlacionadas à **Formação Votuverava** e os xistos aflorantes a leste de Pilar do Sul, à **Formação Setuva**. Reconheceu que, no **Bloco Juquitiba**, uma xistossidade foi afetada por dobras idênticas às que deformaram o acumamento no **Bloco São Roque**. Apesar disto, afirmou que os diferentes estilos estruturais não implicavam em diferentes unidades estratigráficas, razão pela qual considerou necessário o abandono do termo São Roque e a adoção da denominação **Grupo Açungui** para as supracrustais do **Bloco São Roque**.

Em trabalhos subsequentes, Hasui (1975a, 1975b) revisou suas afirmações anteriores, admitindo zonas geossinclinais distintas para a sedimentação São Roque-Açungui, com evoluções tectônicas distintas, retomando, desta forma, a denominação **Grupo São Roque**. Definiu os conjuntos **São Roque** e **Paranapiacaba**, formados respectivamente pelos blocos tectônicos de **Ituparanga**, **Parapitingui**, **Morceiras**, **Juqueri**, **Cotia** e **Juquitiba**. Este esquema interpretativo foi mantido por Hasui & Sadowski (1976), que reafirmaram as definições dos complexos **Ectinitico de Pilar** e **Migmatítico de Embu** de Hasui (1975a), mas redenominaaram-nos complexos **Pilar** e **Embu**, referindo-se, respectivamente, aos terrenos de baixo e de alto grau metamórficos situados a sul da falha de Taxaquara.

Bettencourt & Landim (1974) realizaram um estudo dos elementos traços das rochas calcárias da faixa São Roque/Açungui, por eles consideradas como do **Grupo Açungui**. Concluíram as da região de Guapiara formaram-se em ambiente pelágico e as de Pirapora do Bom Jesus (onde constatarem a presença de ankeritas ricas em Fe, Mn e Cu) e de Salto de Pirapora, em ambiente nerítico, sugerindo bacia sedimentar com águas rasas a nordeste e noroeste e porções profundas a sudeste. Os estudos foram prosseguidos por Bettencourt & Wernick (1976), que mantiveram as denominações individuais de grupos São Roque e Açungui e os consideraram como contínuos e formando três faixas paralelas de rochas carbonáticas, deslocadas pela falha de Taxaquara. Entre as diversas estruturas sedimentares primárias, destacaram, em Pirapora do Bom Jesus, estratificações cruzadas, marcas de ondas, oolitos e estromatólitos. Concluíram que o ambiente de sedimentação em Guapiara deva ter sido de águas rasas a média profundidade, com tendências euxínicas e, em Salto de Pirapora, litorâneo-nerítico de profundidade variável, com tendência para batial raso, implicando em aumentos de profundidade de noroeste e de sudeste para o centro da bacia, bem como de nordeste para sudoeste, sem alcançar ambientes batial profundo ou abissal. Desta forma a bacia teria sido possivelmente epicontinental, sem grandes desníveis e instalada em área arrasada com clima quente e úmido. Estas rochas também foram estudadas e correlacionadas regionalmente por Hasui (1977).

Algarte *et al.* (1974a, 1974b) e Cavalcante & Kaefer (1974a) apresentaram dados de mapeamento geológico regional incluindo a região de São Paulo, considerada como formada pelo **Grupo Açungui** e pelo **Complexo Gnaissico-Migmatítico**, ambos com granitos associados. Acharam que os xistos de grau metamórfico mais elevado (incluindo a região da Serra do Itaberaba) tivessem se originado por metamorfismo de contato ou, alternativamente, representassem simplesmente porções basais do Grupo. Admitiram a possibilidade de que os gnaisses pudessem ser restos de um embasamento da sequência e afirmaram existir passagens graduais entre anfi-

bolitos e rochas cálcio-silicáticas. Consideraram ainda o Grupo Açungui como depositado sobre um substrato transamazônico e que a compartimentação em blocos seria devida a evento superimposto, não se justificando, assim, algumas das subdivisões litoestratigráficas anteriormente propostas.

A formalização no Grupo São Roque da Formação Boturuna, estratigraficamente inferior, e Formação Piragibu, superior, deveu-se a Hasui, Sadowski & Carneiro (1976). Estas seriam, respectivamente, constituídas por metapelitos com lentes de quartzitos e rochas carbonáticas no topo, e por filitos ritmicos com alternância de filitos e quartzitos com característicos "flyschóide" na base. Os autores apresentaram colunas litoestratigráficas muito semelhantes para blocos tectônicos distintos, mas mantiveram a separação entre os grupos São Roque e Açungui. Aventaram ainda a possibilidade de que os metaconglomerados, as metavulcânicas e os metassedimentos metamorfisados na fácies anfibolito poderiam pertencer ao embasamento do Grupo São Roque.

Freitas (1976) definiu o Grupo São Roque como formado por sedimentos depositados em miogeossinclinal. Os depósitos eugeossinclinais corresponderiam a migmatitos com gnaisses, leptitos, granulitos leptitos e leptitos gnaisses subordinados do que denominou Grupo Litoral ou Costeiro. O conjunto estaria alojado sobre migmatitos de orogenia Eparcaica.

Hasui *et al.* (1977) revisaram o conhecimento sobre as grandes falhas do pré-cambriano paulista, definidas como predominantemente transcorrentes, ativas no final do Ciclo Brasileiro e reativadas no Mesozoico. Acharam possível que a implantação dos falhamentos poderia ter ocorrido já no Proterozóico Médio. Também admitiram que o Grupo São Roque poder-se-ia estender até a Falha de Sertãozinho.

Coutinho (1979) revisou e complementou as informações geológicas sobre a região metropolitana da Grande São Paulo, integradas no mapa geológico na escala 1:100.000 da EMPLASA (1980). No relatório ressaltou a preservação do acamamento sedimentar nos filitos, considerou os xistos como gerados por metamorfismo de contato e os epidoto anfibolitos como retrometamórficos ou como produtos da transformação de tufos e lavas básicas.

Uma descrição sucinta do pré-cambriano da região da cidade de São Paulo e suas relações com a Baía de São Paulo foi feita por Coutinho (1980), que afirmou que as zonas metamórficas da estauroлита, cianita e sillimanita já estariam delimitadas na região, muito embora estas zonas não tivessem sido apresentadas em mapa.

A suspeita da ocorrência de rochas supracrustais mais antigas que as do Grupo São Roque em partes de sua área de distribuição foi retomada por Almeida *et al.* (1981a) e Hasui *et al.* (1981), entre outros. Estas constituiriam os terrenos da fácies anfibolito circunjacentes a alguns corpos graníticos. Tais terrenos seriam formados predominantemente por xistos, com filitos e quartzitos subordinados, além de um substrato gnáissico-migmatítico aflorante na parte nordeste da área de exposição do grupo. Hasui (1981) propôs ainda uma possível correlação entre o Grupo São Roque e a Formação Itaiacoca e atribuiu a mudança da categoria estratigráfica do conjunto São Roque de série para grupo a Hasui, Penalva & Hennies (1969), a despeito das publicações de Lefèvre *et al.* (1963) e Paoliello (1964).

Um programa de análise estrutural do Grupo São Roque foi iniciado por Carneiro *et al.* (1982a), cujos resultados e conclusões finais foram apresentadas por Carneiro *et al.* (1982b) e Carneiro (1983). Nos trabalhos apresentam-se descrições e discussões sobre os litotipos da Faixa Jaraguá-Cristais, que teriam sido afetados por três fases deformativas, a primeira delas tendo gerado uma clivagem ardosiária ou uma xistosidade paralela ao acamamento sedimentar e as seguintes gerando crenulações. Os autores descreveram o estilo das dobras, correlacionaram as foliações com os eventos metamórficos e com as intrusões graníticas e sugeriram que o ambiente deposicional teria sido um mar raso epicontinental com atividades vulcânica e vulcanoclásticas, muito

embora tais rochas não tenham sido petrograficamente caracterizadas.

Da sequência de publicações dos resultados do trabalho de Carneiro (1983) podem ser citados: Carneiro, Hasui & Dantas (1984), versando sobre a litoestratigrafia da região Jaraguá-Cristais e as correlações das seqüências dali com as do Sinclínorio de Pirapora e da Serra do Itaberaba, particularmente quanto à unidade de xistos porfiroblásticos com sillimanita e estauroлита com os xistos com andaluzita da Serra do Itaberaba; Carneiro, Rodrigues & Coutinho (1984), que apresentaram estudos microestruturais e das relações entre os eventos metamórficos e as deformações, onde concluíram que o primeiro evento metamórfico regional ter-se-ia dado concomitantemente ao desenvolvimento da primeira fase de deformação, mas teria atingido a intensidade máxima (grau médio) somente após cessados os esforços, enquanto a segunda fase metamórfica teria sido simultânea ou seguinte ao desenvolvimento do bandamento diferenciado, tendo ainda avaliado os efeitos termais gerados pelos granitos; Carneiro *et al.* (1984a), que descreveram rochas metabásicas amígdalo-vesiculares, consideradas subvulcânicas metariodacíticas introduzidas posteriormente à primeira fase deformacional, e, finalmente, Carneiro *et al.* (1985), que analisaram os padrões de superimposição das estruturas verificadas na área.

Trabalho de abordagem similar foi desenvolvido por Bistrichi (1982a, 1982b) na região do Sinclínorio de Pirapora. Os dados concordam essencialmente com aqueles apresentados para a faixa Jaraguá-Cristais. O autor atribuiu a formação do sinclínorio à primeira fase deformacional e reconheceu a existência de mais dois eventos, discordando, assim, de Hasui (1973, 1975a, 1975b), que afirmou existirem apenas dois eventos de deformação no Grupo São Roque.

Santoro *et al.* (1982, 1984) e Santoro (1984) apresentaram esquema geológico-estrutural e evolutivo análogo para a região de Cabreúva, onde definiram a Falha de Morciras e consideraram que os metassedimentos da Serra do Japi (Bloco Jundiá) poderiam pertencer ao Grupo São Roque. Santoro (1986) descreveu para o Grupo São Roque, na mesma região, metarenitos, micaxistos com porfiroblastos de granada andaluzita e estauroлита em contato gradual com filitos, afetados por grau metamórfico fraco a médio e por três fases de deformação, muito semelhantes às descrições de Carneiro *et al.* (1982b).

Seqüências vulcano-sedimentares subaquosas, associadas a uma seqüência elasto-química com estromatólitos, foram pela primeira vez reconhecidas no Grupo São Roque por Figueiredo *et al.* (1982) ao caracterizarem morfológica- e petrograficamente *pillow lavas* na região de Pirapora do Bom Jesus e Santana do Parnaíba. Independentemente, Saragiotto, Beljavskis & Juliani (1982a, 1982b), ao estudarem a geologia da Serra do Itaberaba, encontraram também uma seqüência metavulcano-sedimentar, que foi caracterizada petroquimicamente por Coutinho *et al.* (1982). Esta seqüência compreenderia metabasitos, com metavulcanocásticas associadas, formações feríferas, metassedimentos terrígenos e rochas cálcio-silicáticas variavelmente contaminadas por tufos básicos.

Juliani & Beljavskis (1983) propuseram a subdivisão informal dos litotipos na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca em duas seqüências, uma inferior, essencialmente vulcano-sedimentar, e outra superior, predominantemente elasto-química, atravessadas por rochas graníticas e elaboram uma coluna litoestratigráfica preliminar. Quanto à evolução geológica, consideraram a bacia como formada em ambiente tipo *rift*, em função da intensidade e do tipo da atividade magmática sin-sedimentar e associação dos litotipos característica. Ao estudarem a geologia e as mineralizações de ouro de Tapera Grande, Juliani *et al.* (1983) verificaram variações faciológicas nas rochas metavulcanoclásticas em relação às rochas metabásicas e metassedimentares. Rochas gnáissicas de composição tonalítica associadas aos metatufos e metabrechas vulcânicas foram

consideradas como partes do embasamento siálico da seqüência; entretanto, Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) reconheceram serem estas rochas metavulcanoclásticas intermediárias da própria seqüência supracrustal. Estes estudos foram complementados por Saragiotto *et al.* (1984).

Algumas rochas metavulcanoclásticas da seqüência e seu contexto geológico foram pesquisados por Coutinho *et al.* (1984) na área do Ribeirão Tomé Gonçalves, concluindo pela existência de meta-hialoclastitos associados a metabasitos, metatufos, metapelitos e formações ferríferas.

Campos Neto *et al.* (1983a, 1983b) elaboraram o mapa geológico na escala 1:50.000 das folhas de Igaratá e Piracaia. As unidades basais do Grupo São Roque seriam constituídas por seqüência metavulcano-sedimentar na qual os anfibolitos, recobertos por rochas cálcio-silicáticas, interdigitam-se com micaxistos e metarcóseos metamorfisados em grau mais elevado que as unidades superiores. A seqüência estaria sobreposta e separada do Complexo Igaratá por discordância angular. A unidade dos xistos do Complexo Igaratá seria muito semelhante aos das unidades basais do Grupo São Roque e estaria disposta concordantemente à unidade gnáissica do Complexo. Quanto ao ambiente de deposição do Grupo São Roque, sugeriram mar raso epicontinental transgressivo para sudeste, com zonas restritas de águas mais profundas.

A extensão do Grupo São Roque até a região de Camanducaia foi proposta por Oliveira *et al.* (1983a, 1983b), que também sugeriram origem alóctone para os metassedimentos de baixo grau metamórfico daquela área.

Hasui (1983) reafirmou a distinção entre os grupos São Roque e Açungui, ambos brasileiros e depositados sobre um embasamento arqueano, talvez com a sedimentação iniciada no Proterozóico Médio. Baseado na distribuição dos metassedimentos mais grossos, que definiriam a antiga borda da bacia, reconstituiu o ambiente deposicional como marinho de águas rasas, localmente mais profundas, de tipo aulacógeno que teria evoluído para um geossinclíneo. Os filitos de menor grau metamórfico e os metassedimentos de maior grau foram incluídos no mesmo grupo. Nas rochas do embasamento reconheceu uma foliação generalizada, gerada por cisalhamento dúctil, à qual atribuiu origem no Arqueano.

A estruturação brasileira do nordeste do Estado de São Paulo, incluindo a definição de diversos complexos, por sua vez subdivididos em várias unidades litológicas, foi analisada por Campos Neto & Basei (1983a). Estes autores consideraram os grupos São Roque e Açungui partes de um conjunto supracrustal único, com seqüências metavulcano-sedimentares na base, depositado no Brasileiro. As frentes miloníticas de cavalgamento seriam consequência da colisão continental havida naquele período.

Campos Neto & Basei (1983b) analisaram a importância dos falhamentos transecorrentes na configuração das unidades geológicas de parte do pré-cambriano paulista e, baseados na superimposição de deformações, concluíram que os grupos São Roque e Açungui seriam uma cobertura metassedimentar com quatro fases de deformação, existindo ainda uma seqüência com cinco fases, provavelmente do Ciclo Uruguiano, formada pelos Complexo Embu, Grupo Itapira e pelas unidades de Gnaisses Bandados e dos Xistos Superiores do Complexo Piracaia, e outra, com seis fases, constituída pelo Grupo Amparo, pelas unidades gnáissicas do Complexo Socorro e pelas unidades Gnáissicas-facoidais Intermediárias do Complexo Piracaia, pelo então denominado Complexo Santa Isabel e possivelmente pelo Complexo Paraíba do Sul ou Juiz de Fora. Os autores afirmaram ainda que o Grupo São Roque evidenciaria aumento do grau metamórfico no sentido sudoeste-nordeste, onde afloraria a seqüência metavulcano-sedimentar basal com núcleos do Complexo Embu.

A geologia da Folha Guarulhos foi apresentada por Dantas, Teixeira & Bistrichi (1984). Os autores consideraram como embasamento do Grupo São Roque os milonito-gnaisses, granito-gnaisses e blastomilonitos

que encontram-se inseridos nos metassedimentos. Reconheceram os mesmos litotipos, as mesmas fases deformacionais e estruturas tectônicas, idênticas formações geológicas, tipo de metamorfismo e ambiente deposicional descritos por Carneiro *et al.* (1982b), mas alteraram o posicionamento na coluna litoestratigráfica de algumas das unidades litotípicas, tendo colocado as rochas cálcio-silicáticas e os anfibolitos com intercalações muito subordinadas de xistos, quartzitos e anfibolitos bandados na base da seqüência. Nos granitos constataram blastese tardia de feldspatos potássicos que teria transformado granodioritos em granitos blastoporfiríticos. Os dados pertinentes a este levantamento foram apresentados por Dantas *et al.* (1986), quando foi introduzida a denominação de Formação Jaraguá para as unidades basais metavulcano-sedimentares do Grupo São Roque.

Carneiro *et al.* (1984b), ao integrarem os mapeamentos de Carneiro *et al.* (1982b), Bistrichi (1982b), Santoro *et al.* (1982, 1984) e de Dantas *et al.* (1984), mantiveram os conceitos dos trabalhos anteriores, exceto a litoestratigrafia proposta por Dantas *et al.* (1984).¹ Supuseram ainda que o ouro da região (Folha de Santana do Parnaíba) seria proveniente das rochas básicas da seqüência vulcano-sedimentar, das quais teria sido remobilizado por veios de quartzo durante a primeira fase de crenulação.

Outra síntese sobre a geologia do Grupo São Roque, ainda considerado como do Ciclo Brasileiro, foi feita por Almeida & Hasui (1984), onde afirmaram ter sido o grupo afetado por metamorfismo regional do tipo Barrowiano.

A evolução do Grupo São Roque foi discutida por Campos Neto (1985) e Cordani (1985) e ambos consideraram a existência de núcleos mais antigos (pré-Brasílicos) no seu contexto. O primeiro autor colocou em dúvida a geologia estrutural conforme apresentada por Carneiro *et al.* (1982b, 1983), Bistrichi (1982a, 1982b) e Santoro *et al.* (1984), tendo afirmado não ter mais reconhecido o acamamento sedimentar nas rochas da região, exceto no ápice de algumas dobras intrafoliais, e sim uma generalizada foliação tectônica. Considerou as rochas mais antigas do Grupo como um complexo crono-correlato aos grupos Itapira, Andrelândia, Carrancas e São João Del Rei, ou seja, do Proterozóico Médio.

Neste período foram efetuados ainda alguns levantamentos geológicos, ainda que pouco aprofundados, que acompanharam prospecções minerais na região da Serra do Itaberaba e no Bairro do Morumbi (Mairiporã), por exemplo, por Saragiotto & Zaine (1985), Barbour Jr. (1987) e Saragiotto (1988).

Simões, Valeriano & Morales (1986) verificaram que na região cortada pela extremidade oeste da Falha de Jundiuvira os litotipos dos blocos Jundiá e São Roque justapostos são estruturalmente idênticos. Ali reconheceram quatro eventos de deformação e que as dobras D_{n+1} são mais frequentes e acentuadas em direção à falha, tendo ainda planos axiais paralelos aos planos da falha. Sugeriram também que os metassedimentos da Serra do Japi poderiam pertencer ao Grupo São Roque, o que implicaria na redefinição do grupo, por não estar limitado pela Falha de Jundiuvira.

Com base em levantamentos gravimétricos estas grandes falhas foram consideradas por Davino *et al.* (1986) como sendo de empurrão, especialmente a de Taxaquara, que possuiria pouco ou nenhum rejeito horizontal. Consideraram possível a existência de uma zona de sutura de subducção do tipo A, indicada pelas faixas de blastomilonitos, e atribuíram ao Grupo São Roque idade proterozóica média.

Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) descreveram a geologia da região da Serra do Itaberaba, caracterizando petrograficamente os litotipos. Definiram o Grupo Serra do Itaberaba como constituído pelas seqüências metavulcano-sedimentares anteriormente posicionadas na base do Grupo São Roque, que corresponderia aproximadamente à seqüência inferior de Juliari & Beljavskis (1983) e à unidade basal de Campos Neto *et al.* (1983a, 1983b). Redefiniram o Grupo São Roque, que seria então formado tão somente pelas seqüências sup-

riores. As deformações mais intensas e afetando uma foliação metamórfica precistente no primeiro grupo e menos intensas e deformando o acamamento sedimentar no segundo, as associações de litotipos, os ambientes de sedimentação, os tipos e graus de metamorfismo, os dados geocronológicos e os aspectos metalogenéticos foram os critérios utilizados para esta redefinição. No artigo publicado a datação K/Ar de um metabasito foi erroneamente apresentada como sendo de 1662 ± 157 Ma, sendo que o valor correto é de 1692 ± 157 Ma (Saragiotto *et al.*, 1984). Uma síntese sobre a geologia, metamorfismo e a tipologia das ocorrências de ouro do Grupo Serra do Itaberaba foi apresentada por Juliani, Schorscher & Beljavskis (1989b).

Estudos petrológicos e petroquímicos detalhados desta sequência, denominada de Itaberaba, foram feitos por Frascá, Rodrigues & Reis (1986) e por Frascá *et al.* (1987). Os autores apresentaram um modelo evolutivo análogo àquele proposto por Saragiotto *et al.* (1984) e Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), muito embora sem adotar a separação dos grupos. Descreveram a maioria dos litotipos metamórficos aflorantes na região, que consideraram derivados de depósitos marinhos de águas relativamente rasas, tais como tufos misturados com pelitos, formações ferríferas, rochas carbonáticas e ainda de vulcânicas básicas, dentre outros. Aos marunditos atribuíram gênese a partir da laterização de vulcânicas intermediárias a ácidas, e às rochas com cummingtonita a partir de misturas de areia com tufos ultrabásicos ou, alternativamente, por processos metassomáticos. Os metabasitos foram considerados como de fundo oceânico, gerados em bordas divergentes de placas.

As folhas de Cajamar e Jordânia na escala de 1:25.000 foram mapeadas por Batista *et al.* (1987). Uma pequena porção da folha de Cajamar, na região da localidade homônima, foi geologicamente detalhada por Santoro *et al.* (1988), que afirmaram ter verificado passagem gradual entre os xistos e os filitos. Os metabasitos estariam dispostos predominantemente nesta estreita faixa de transição.

Hackspacher *et al.* (1988) mapearam a Folha de Cabreúva na escala 1:50.000, constatando a presença de seqüências turbidíticas do tipo Bouma no Grupo São Roque, metamorfisadas na fácies dos xistos verdes e deformadas por quatro eventos tectônicos. Também admitiram que a sedimentação São Roque poderia ter-se iniciado no Proterozóico Médio.

O corpo metabásico de Pirapora do Bom Jesus foi estudado petrograficamente e petroquimicamente por Lazzari (1987) e Coutinho & Lazzari (1989) e caracterizado como originado a partir de tholeiitos de fundo oceânico metamorfisados na fácies dos xistos verdes. O corpo em si representaria um vulcão ou complexo vulcânico com estromatólitos e brechas estromatolíticas nas bordas.

Bergmann (1988) e Bergmann & Campos Neto (1989) caracterizaram estrutural e estratigraficamente a sequência metavulcano-sedimentar da região de Pirapora do Bom Jesus, tendo constatado cinco fases de deformações tectônicas. As rochas teriam sido metamorfisadas regionalmente na fácies dos xistos verdes e, nas proximidades do granito de Itaqui, na fácies anfibolito. Bergmann (1988) propôs, ainda, a subdivisão do Grupo São Roque em três formações: **Pirapora**, basal, constituída por seqüências metavulcano-sedimentares; **Estrada dos Romeiros**, intermediária, essencialmente areno-pelítica, e **Boturuna**, superior, arenosa. Considerou o grupo como de idade proterozóica média e depositado em ambiente tipo *rift*. Esta subdivisão estratigráfica foi abandonada por Bergmann (1991) e substituída pelas unidades **vulcano-sedimentar basal**, **clástica turbidítica superior** e **clástica alóctone**. O ambiente deposicional foi também reinterpretado como marinho relativamente profundo, com vulcanismo básico tholeiítico de fundo oceânico e ilhas de vulcânicas parcialmente subaéreas, posteriormente recobertos por turbiditos e, ainda, por uma unidade alóctone, tectonicamente superposta, de águas rasas, talvez continentais costeiras. Juntamente com a evolução cronológica admitida como do Proterozóico Médio a Superior e o metamorfismo, tornou-se este modelo bastante semelhante e consubstancial ao anteriormente

proposto por Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) para a região da Serra do Itaberaba, diferenciando-se especialmente na manutenção de um único grupo, ou seja, o Grupo São Roque.

Nova integração regional dos dados geológicos sobre o Grupo São Roque *lato sensu* foi feita por Sadowski & Tassinari (1988). Os autores propuseram a redefinição das unidades geológicas da região em Grupo Itaberaba, correspondente ao Grupo Serra do Itaberaba de Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) e à Formação Pirapora de Bergmann (1988) e o Grupo São Roque *stricto sensu*, como constituído pelas sequências clasto-químicas dos autores anteriores (Grupo São Roque e formações Estrada dos Romeiros e Boturuna), agrupados no que denominaram de Complexo São Roque, pertencente ao Proterozóico Médio.

As zonas de cisalhamento de Itu e Mairinque foram estudadas por Hackspacher & Godoy (1989), foram definidas como geradas em regimes dúcteis, transcorrentes e dextrais predominantes, com evolução durante o Ciclo Brasileiro, onde os cataclastos corresponderiam aos produtos de sua evolução final, talvez contínua, em níveis mais rasos. As inclusões fluidas da Zona de Cisalhamento de Itu nas proximidades de Cabreúva foram pesquisadas por Pires & Hackspacher (1989). As inclusões chamadas de tipo A, com H_2O-CO_2 , trifásicas, cristal negativas, ocorrem no granito Itu; as do tipo B, com $H_2O-NaCl$ (salinidade média) existentes no granito milonitizado forneceram temperaturas de formação mínima entre 350-360°C, e as do tipo C, com $H_2O-NaCl$ (salinidade baixa), presentes no Quartzito Guaxatuba, que possui no local sinais de cataclase pós-milonítica, têm origem meteórica. Hackspacher, Godoy & Santos (1991) complementaram estes estudos através da análise da petrografia de quartzo e de feldspato de rochas da zona de cisalhamento, tendo concluído que inicialmente houve uma deformação superplástica que evoluiu para situação onde a temperatura suplantou a deformação, e posteriormente superpôs-se uma tectônica rúptil, com cinemática dextral.

Hackspacher *et al.* (1989) revisaram a geologia dos Grupos Itapira e São Roque na região de Cabreúva, onde admitiram para o primeiro ambiente marinho, com metamorfismo principal na fácies anfibolito ocorrido no Proterozóico Inferior. O Grupo São Roque teria no local sedimentação marcadamente clástica imatura, com leitos pelíticos e psamíticos, às vezes feldspáticos, sugerindo sedimentação turbidítica. O metamorfismo principal ter-se-ia dado durante o desenvolvimento da D_{n+1} , na fácies dos xistos verdes (zona da clorita e zona da biotita na parte central da área, e zona da granada a sul), com fase retrometamórfica associada às D_{n+3} .

Já Pires *et al.* (1990) verificaram na região de Salto de Pirapora metapelitos, metarenitos e metacalcários afetados por seis fases de dobramento, aos quais propuseram ter sido depositados em um sistema de leques submarinos em águas profundas, abaixo do nível de base de tempestades. Ao conjunto atribuíram a denominação de Grupo São Roque-Açungui.

Batista, Galipi & Nardy (1991) e Batista (1991) analisaram dez amostras de metabasitos de três corpos do Grupo São Roque, tendo caracterizado tendências cálcio-alcalinas de caráter komatiítico, com todo conjunto semelhante a basaltos de fundo oceânico. Infelizmente as amostras não foram identificadas quanto ao corpo do qual provieram, dificultando análises mais detalhadas sobre estes característicos, em parte muito distintos dos do Grupo Serra do Itaberaba, como será visto no transcorrer deste texto.

Dantas (1990) considerou o Grupo São Roque na Folha de Guarulhos como uma unidade geológica depositada no Proterozóico Médio e evoluída no Proterozóico Superior. O Grupo estender-se-ia além das falhas que o limitariam por definição, cujo embasamento, com mais de 2,1 Ga, seria o Complexo Gnáissico-Migmatítico, com suas unidades Inferior (Grupo Amparo) e Superior (Grupo Itapira). A Unidade Inferior do Grupo São Roque, essencialmente metavulcano-sedimentar, correlacionar-se-ia ao Grupo Serra do Itaberaba (Juliani, Beljavskis &

Schorscher, 1986) e parcialmente à Formação Pirapora (Bergmann, 1988). A Unidade Superior, essencialmente clástica rítmica e com metapsamitos impuros e metarcóscos corresponderia ao Grupo São Roque *stricto sensu* e parcialmente à Formação Estrada dos Ronciros. Dantas (1990) considerou, ainda, os metabasitos como derivados de tholeiitos de tipo MORB ou de *rifi* continental e, em partes, de magmatismo sin-colisional (andesitos). O ambiente deposicional da sequência metavulcano-sedimentar teria sido de águas rasas a pouco profundos, com maior quietude no topo da unidade. A Unidade Superior do Grupo São Roque representaria uma nova sequência deposicional, possivelmente com sistemas deltáicos progradando sobre a plataforma. A gênese da bacia seria de *rifi* continental ensialico, assimétrico, com oceano restrito, instalado no Proterozóico Médio.

Bergmann & McReath (1992) descreveram rochas metavulcânicas a subvulcânicas, incluindo tipos amigdaloidais, intercalados nos metarcóscos do Morro do Boturuna, e as correlacionaram com os pacotes regionais de metapsamitos impuros, com intercalações de rochas metavulcânicas básicas amigdaloidais e metavulcânicas riodacíticas de Carneiro *et al.* (1982b) e Carneiro (1983). Isto forneceria, de acordo com a datação radiométrica de Van Schumus, Tassinari & Cordani (1986), idade de 1,8 Ga para a sequência metavulcano-sedimentar.

O estudo dos granitóides paulistas, iniciado por Moraes Rego & Santos (1938) no maciço da Serra da Cantareira, foi retomado por Hasui (1963) nos granitos turmaliníferos de Perus e por Hasui, Carneiro & Bistrichi (1978). Neste último trabalho, os autores classificaram os granitóides em diversas fácies litológicas e os relacionaram aos eventos deformacionais.

Wernick & Penalva (1978) também apresentaram estudos sobre os granitóides, classificando-os em complexos batolíticos, corpos de dimensões intermediárias, bossas e *stocks* e quanto às relações temporais de intrusão e tectônicas. Geneticamente consideraram os granitóides como originados por polidiapirismo restrito em geossinclíneo de perfil síalico.

Algumas considerações de ordem geral sobre os granitóides brasileiros foram feitas por Wernick (1982) e uma primeira tentativa de caracterizá-los geneticamente foi realizada por Wernick (1984).

Wernick *et al.* (1985) estudaram os granitos de Mairiporã, Cantareira e Perus através da tipologia do zircão e do quimismo, classificando-os como de origem crustal. A mesma técnica foi aplicada por Wernick & Galembeck (1985) para 29 granitóides paulistas, que concluíram, apesar da complexa estruturação do embasamento cristalino, que os granitos teriam sido gerados em profundidades cada vez maiores, a partir da cidade de São Paulo, nos sentidos norte, oeste e sudoeste, por processos tectônicos de colisão continental. Este modelo foi posteriormente refinado por Wernick & Galembeck (1986), que confirmaram a existência de uma área mais estável a noroeste e a importância das descontinuidades do Cinturão Rúptil Atlântico na estruturação dos tipos de granitóides, uma vez que os granitos crustais concentram-se nas suas bordas na região de São Paulo.

Uma revisão das informações disponíveis sobre os granitóides do Estado foi apresentada por Janasi & Ulbrich (1985) e publicada como fichário (Janasi & Ulbrich, 1992). Os autores agruparam os granitóides em diversas suítes distribuídas em domínios essencialmente coincidentes com os grandes blocos tectônicos delimitados por falhamentos. No Domínio São Roque consideraram os micaxistos e gnaisses (incluindo a sequência metavulcano-sedimentar) aflorantes na extremidade nordeste como pertencentes ao embasamento do Grupo homônimo. As rochas graníticas da Serra da Pedra Branca não foram descritas nestes trabalhos.

Wernick, Weber-Diefenbach & Correia (1987) apresentaram estudos sobre o granitóide de Nazaré Paulista, Wernick & Rueda (1987) sobre alguns granitóides subalcalinos/alcalinos e Pascholati, Vlach & Amaral (1987) sobre a suíte granitóide de Itu.

Wernick *et al.* (1989b) caracterizaram os granitóides dos estados de São Paulo, Paraná e Minas Ge-

rais através do comportamento químico do Sr, Ba, Rb e da tipologia do zircão, concluindo serem os granitos de Nazaré Paulista, Mairiporã e Cantareira como de origem crustal. Doze fácies distintas, predominantemente monzoníticas e sieníticas, além de cálcio-alcalinas, foram descritas por Wernick *et al.* (1989a) no Complexo Granitóide de Ibiúna, considerado polidiapírico.

Na caracterização geral dos granitóides de São Paulo, Janasi & Ulbrich (1989, 1991) distinguiram a associação gnáissica-granítica-mangerítica-charnockítica-hastingtonítica de São José do Rio Pardo, com idades radiométricas de aproximadamente 1000 Ma; batólitos alongados, formados predominantemente por hornblenda-biotita granitóides porfíricos (tipo Cordilherano, *ca.* 650 Ma); granitóides migmatíticos; granitos dominantemente cálcio-alcalinos porfíricos e granodioritos, encaixados em terrenos de baixo e médio grau metamórficos (tipo Caledoniano), e associações de granitóides peraluminosos predominantes em terrenos de alto grau metamórfico.

Wernick (1990) confirmou o zoneamento magmático anteriormente caracterizado no sul do país (Wernick *et al.*, 1985), com vergência para os crátons do Rio da Prata e do Paraná. Na região do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo a zona de subducção mergulharia para sudeste. Considerou particularmente difícil a reconstituição geotectônica em São Paulo devido a tectônica colisional oblíqua que teria ocorrido, mas, mesmo assim, sugeriu ter havido subducção para leste.

Novos estudos por Wernick *et al.* (1990), incluindo os granitóides da Serra da Cantareira, Mairiporã e Nazaré Paulista, não alteraram substancialmente as conclusões já apresentadas.

Pascholati *et al.* (1990) continuaram os estudos dos granitos de Itu, encaixado no Complexo Piracaia, tendo distinguido quatro grupos, denominados de Salto, Itupeva, Fazenda Cruz Alta e Fazenda Japão, também identificáveis por geofísica de K, U e Th). A Suíte de Itu pôde ser considerada torífera (com 33 ppm de tório em média) e de elevada produção de calor, podendo ser, aparentemente, classificada como granito HHP (*high heat production granites*).

Vlach, Janasi & Vasconcellos (1990) definiram o Cinturão Itu, constituído por granitóides alcalinos e aluminosos (tipos A e Caledoniano), passíveis de distinção em quatro associações litotípicas, e relacionados ao Ciclo Brasileiro tardio.

A mesma linha de trabalho foi seguida por Janasi *et al.* (1990) ao estudarem os granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade, e por Vlach, Janasi & Vasconcellos (1990) ao descreverem o Cinturão Itu e o Cinturão Serra do Mar.

Godoy, Figueiredo & Pinto (1990) pesquisaram os granitóides de Sorocaba e São Francisco, onde verificaram respectivamente 17 e 7 fácies litotípicas, além de auréolas de contato com cordierita, andaluzita e granada, alcançando até a fácies piroxênio-hornfels. O Granitóide de Sorocaba mostrou-se cálcio-alcalino com médio a alto teor de K₂O, sendo do tipo Caledoniano, e o de São Francisco subalcalino a alcalino-potássico, transicional entre os tipos I e A.

Dantas, Vasconi & Frascá (1990) propuseram para os granitóides da Faixa São Roque situados a norte da cidade de São Paulo, a subdivisão nas suítes: granito-gnáissica do embasamento pré-São Roque; dos granitóides São Roque pré-tectônicos; sin- a tardi-tectônicos (incluindo os corpos da Serra da Cantareira e Mairiporã), e tardi- a pós-tectônicos. O quimismo destes corpos foi abordado por Dantas, Dozzi & Quintanilha (1990), ainda que sem a apresentação de dados e conclusões. Na sua dissertação de mestrado, Dantas (1990), com base em dados petrográficos e geoquímicos, considerou os granitóides Barroca Funda, Francisco Morato, Vargem Grande, Mato Dentro e Pedra Vermelha como gerados pela anatexia de material crustal (Tipo S) e pré-tectônicos, com idades magmática admitida entre 1,3 e 1,4 Ga e de resfriamento entre 1,0 - 1,1 Ga. Os maciços Cantareira e

Mairiporã seriam sin- a tardi-tectônicos, intermediários entre os tipos I e S, parautóctones, com aproximadamente 670 Ma. Sua origem seria infracrustal, híbrida, com reduzida contribuição mantélica. Semelhante a estes, mas tardi-tectônico (pouco deformado) seria o Maciço Taipas. Os granitóides pós-tectônicos estariam representados pelos corpos Juqueri, Morro de Perus e as bossas turmalíferas de Perus, pós-colisionais, de regime distensivo, do tipo S e com aproximadamente 550 Ma. Dantas (1990) admitiu ainda a blastese tardia dos megacristais de feldspato potássico como devida a autometassomatismo ou a cristalização tardia.

Curiosos granitóides foram descritos por Coutinho & Vieira (1990) em Colônia (SP) e considerados como gerados, provavelmente, por magmas híbridos, basáltico-dioríticos e félsicos.

A caracterização de doze fácies pertencentes a três unidades magmáticas maiores na Intrusão Cabreúva foi efetuada por Galembeck, Wernick & Artur (1991). A série magmática inicial teria sido cálcio-alcalina de alta temperatura, seguida por uma subalcalina potássica e uma final alcalina com alto potássio. A geoquímica e a evolução magmática desta intrusão foi estudada por Wernick, Galembeck & Weber-Diefenbach (1991), que concluíram que as séries inicial e intermediária formaram-se pelo fracionamento de máficos e plagioclásio, e a final, por fracionamento de um ou mais feldspatos.

Godoy & Figueiredo (1991b) caracterizaram os maciços granitóides São Francisco e Pirapora como epizonais, posteriores à fase deformacional D_{n+3} , tendo causado metamorfismo de contato que alcançou a fácies hornblenda hornfels. Estes granitóides seriam subalcalinos a alcalinos-potássicos, transicionais entre os tipos I e A, de ambiente de decompressão pós-orogênica a anorogênica, e originados pela fusão em condições *sub-solvus* de rochas granulíticas da crosta inferior. Texturas rapakivi foram verificadas, bem como albitização e greisenização intensas, com cassiterita, wolframita e pirita e, às vezes, com hidrotermalismo subordinado.

Com a continuidade dos estudos no Maciço de Sorocaba, Godoy & Figueiredo (1991a) definiram que a colocação dos granitóides teria sido tardi- a pós D_{n+3} , pós-colisional, gerado pela fusão de crosta inferior misturada com magmas básicos e colocado a aproximadamente 10 km de profundidade.

Ferreira & Wernick (1991), Wernick & Ferreira (1991) e Wernick, Hörmann & Ferreira (1991) apresentaram estudos petrográficos e da evolução do Complexo Granitóide de Itaquí, intrusivo nas supracrustais do Grupo São Roque (onde truncam as dobras D_2) e afetado a sul pela Falha de Taxaquara, onde está milonitizado e hidrotermalizado. Caracterizaram-no como cálcio-alcalino de baixa temperatura, mesozonal passando para epizonal. Quimicamente foi subdividido em três grupos representativos de conjuntos magmáticos, variando de metaluminosos para peraluminosos, com razões K_2O/Na_2O crescentes das fases iniciais para as tardias.

O controle do nível metamórfico e da colocação dos corpos granitóides pela fase D_{n+3} transcorrente na Folha Cabreúva foi caracterizado por Hackspacher, Oliveira & Godoy (1991). Os autores reconheceram o inter-relacionamento entre o plutonismo brasileiro, o sistema transcorrente NE-SW e o alçamento do grau metamórfico no Grupo São Roque ao redor dos granitóides cálcio-alcalinos, que explicaram pela mudança gradativa dos campos de esforços transtrativos durante as intrusões graníticas, para campos transcorrentes, apenas localmente transtrativos e transpressivos.

Oliveira *et al.* (1991) apresentaram a caracterização petrográfica e geoquímica dos granitóides da região entre Atibaia e Monteiro Lobato, subdivididos nas suites Bragança Paulista (granitos róscos, equigranulares a porfíricos, ricos em xenólitos e com intensa foliação milonítica), de Granitos Brancos e Cinzentos (com muscovita e às vezes granada, finos a médios, raramente porfíricos), de Granitos do Nordeste (com tipos porfíricos, equigranulares cinzentos e granodioríticos) e de Granitos Equigranulares Cinzentos (geralmente cataclásticos e

com muscovita). Os litotipos variam de peraluminosos a alcalinos potássicos e subalcalinos e foram considerados como pré- a sin-colisionais e crustais, do tipo S.

O comportamento geral aerogeofísico (γ -espectrométrico e magnetométrico) dos granitóides de parte dos domínios Embu e São Roque foi apresentado por Ferreira, Janasi & Vlach (1991).

1.4 A Evolução dos Mapeamentos Geológicos

O mapeamento geológico do Estado de São Paulo foi iniciado por Pissis ao apresentar uma carta da parte oriental do Brasil publicada em 1842, segundo Derby (1889b).

Foetterle (1854) apresentou os grandes traços da geologia nacional ao publicar o Mapa Geológico do Brasil na escala 1:15.000.000, no qual distinguiu as principais coberturas sedimentares e as áreas de predominância de rochas granito-gnáissicas e de metassedimentos.

Posteriormente uma pequena área da região de Itapeccerica da Serra teve um mapa, apresentado na escala 1:500.000 por Cardoso (1907).

No ensaio do mapa geológico do Brasil na escala 1:12.000.000, elaborado por Cavalcanti (1908), os metassedimentos do Estado de São Paulo foram considerados como do **Primário** ou do **Paleozóico** e as demais rochas metamórficas e granitóides associados como do Arqueano.

Branner (1919) também apresentou um mapa do país, na escala 1:5.000.000, onde denominou as rochas gnáissico-graníticas de **Complexo Brasileiro**, de idade arqueana, e considerou os metassedimentos de Minas Gerais e da Bahia como silurianos, não os tendo representado em São Paulo.

O primeiro esboço geológico de parte do Estado deveu-se a Pacheco (1927), no qual considerou as rochas metamórficas como indistintas e pré-devonianas. A continuidade destes trabalhos conduziu à publicação da primeira carta geológica do Estado de São Paulo, na escala 1:2.000.000 (Florence & Pacheco, 1929). Os metassedimentos foram atribuídos ao Paleozóico neste trabalho.

No mapa geológico do Estado, elaborado por Moraes Rego (1933b) os metassedimentos foram considerados como pré-devonianos, sotopostos ao Arqueano, e denominados de **Série de São Roque**. O mesmo esquema foi adotado por Oliveira (1938) no mapa do Brasil na escala 1:7.000.000 e por Bastos (1942), este tendo considerado a Série como do Algonquiano Inferior e correlata às séries de Minas, Gurupi e Cuiabá, dentre outras.

Em todos estes trabalhos não havia ainda sido identificados os metassedimentos aflorantes a nordeste da cidade de São Paulo, na área objeto deste trabalho.

No Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:1.000.000, do Instituto Geográfico e Geológico (IGG, 1947), a **Série de São Roque** mostra-se constituída por quartzitos, xistos, filitos, calcários e anfibólitos. Os metabasitos da região da Serra do Itaberaba foram considerados como eruptivas básicas do Jurássico-Cretáceo.

Os trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico na escala 1:100.000, elaborados pelo Instituto Geográfico e Geológico, culminaram com a publicação das plantas das folhas topográficas de Jundiá e Itu, respectivamente por Wohlers, Mezzalana & Setzer (1954) e Setzer, Mezzalana & Wohlers (1957).

Concomitante e subseqüentemente diversos outros trabalhos, acompanhados ou não de mapeamento geológico, foram executados em áreas mais específicas, como os de Coutinho (1953) na região de São Roque, Coutinho & Takeda (1955) nos arredores do Morro Doce e do Pico do Jaraguá, Cordani *et al.* (1961). Na região

do Jaraguá, Cordani, Gomes & Girardi (1963) em Perus, Ellert (1964) em Mairiporã, Hennies, Hasui & Penalva (1967b) na zona da Falha de Taxaquara, Hennies, Penalva & Hasui (1967) e Hasui, Penalva & Hennies (1969) em grandes áreas do Grupo São Roque, Hasui, Hennies & Penalva (1971) no Pré-Cambriano a noroeste da capital paulista, Penalva & Hasui (1970) na área dos morros Grande e Tico-Tico, Coutinho (1971c) na região a sul da capital e Hasui (1973, 1975a, 1975b) nas folhas topográficas de São Roque e Pilar do Sul.

Neste período foram elaborados novos mapas nacionais, na escala 1:5.000.000, por Lamego (1960), que considerou os metassedimentos em São Paulo como da Série São Roque ou Açungui, enfeixados no Pré-Cambriano B e cronocorrelatos à Série de Jacobina. Almeida, Derze & Vinha (1971) consideraram os grupos Açungui e São Roque como uma única entidade geológica e, portanto, as denominações teriam apenas de cunho regional.

No âmbito estadual foram elaborados mapas na escala 1:1.000.000 por Lefevre *et al.* (1963) e Paoliello *et al.* (1974). No primeiro foi introduzida a denominação de Grupo São Roque para os diversos litotipos individualizados, mas foi mantida as metabásicas da Serra do Itaberaba como mesozóicas. No segundo todas unidades geológicas foram apenas referidas como do Pré-Cambriano.

Integrações e levantamentos regionais foram feitos por Algarte *et al.* (1974a, 1974b), na escala 1:250.000. Na mesma escala, foi cartografada uma região situada a norte da área deste estudo por Chierigati *et al.* (1979) e Cunha *et al.* (1979).

A região metropolitana da Grande São Paulo teve um mapa geológico apresentado na escala 1:100.000 pela EMPLASA (1980). Neste não foram denominados formalmente os litotipos, muito embora os símbolos adotados indiquem terem sido considerados como Grupo Açungui.

Com base em novas informações e conceitos geológicos, foram elaboradas as compilações por Schobbenhaus Filho *et al.* (1978), Bistrichi *et al.* (1981) e Schobbenhaus Filho *et al.* (1982), respectivamente nas escalas 1:1.000.000, 1:500.000 e 1:250.000, abrangendo o segundo o Estado de São Paulo e os outros dois todo o território do país. Schobbenhaus Filho *et al.* (1978) posicionaram o Grupo São Roque no Pré-Cambriano A ou Superior Novo (1000-570 Ma), consideraram as rochas metabásicas apenas como intrusivas e os xistos de mais alto grau metamórfico como originados por metamorfismo de contato. As diversas unidades do Grupo foram descritas por Bistrichi *et al.* (1981), considerado como do Proterozóico Superior (1000-570 Ma) e afetado apenas por duas fases de deformação, ao passo que os complexos Embu e Pilar teriam sofrido três eventos deformacionais. Ambos estariam restritos a blocos tectônicos distintos e integrados nas faixas de dobramentos Apiaí e São Roque.

Também foram publicados na escala de 1:250.000 os trabalhos do RADAMBRASIL por Machado Filho *et al.* (1983). Curiosamente no texto o Grupo São Roque é referido como do Proterozóico Superior e no mapa como do Proterozóico Médio, com o Complexo Embu um pouco mais antigo.

Na compilação feita pelo DAEE, Landim, Cottas & Fiori (1984) introduziram a denominação de Complexo Silvianópolis para os terrenos situados a norte do Grupo São Roque.

Com a instituição do PRÓ-MINÉRIO, diversas folhas topográficas na escala de 1:50.000 foram mapeadas, bem como algumas outras regiões, podendo ser destacados os seguintes: Santoro *et al.* (1982, 1984) na Folha de Cabreúva; Bistrichi (1982a, 1982b) sobre a geologia do Sinclínrio de Pirapora; Campos Neto *et al.* (1983a, 1983b) nas folhas de Igaratá e Piracaia; Oliveira *et al.* (1983a, 1983b) nas folhas de Camanducaia e Monteiro Lobato; Dantas, Teixeira & Bistrichi (1984) na Folha Guarulhos; Carneiro *et al.* (1984b) na Folha Santana do Parnaíba, e Oliveira, Mendes & Campos (1984) na Folha de Atibaia. Ainda na escala 1:50.000 Pires *et al.* (1990) apresentaram resumo do mapeamento geológico feito na Folha de Salto de Pirapora.

Na escala de 1:25.000 foram apresentados os mapas de Carneiro *et al.* (1982b) na Faixa Jaraguá-Cristais; de Batista *et al.* (1987) nas folhas de Cajamar e Jordanésia; de Hackspacher *et al.* (1988) nas folhas de Cabreúva e Morciras (1988), na Folha do Ribeirão do Engenho, além do trabalho de Bergmann (1988) sobre a geologia do Pirapora do Bom Jesus.

Alguns outros trabalhos referidos na bibliografia não foram encontrados para consulta, quais sejam: Pichler, E. (1948) - Mapa geológico do Município de São Paulo; Carvalho & Epstein (1967) - Geologia da Folha de Pirapora, e Addas & Batolla Jr. (1971) sobre a região da Grande São Paulo.

1.5 Estudos Geoeconômicos

A busca de matérias primas minerais no Estado de São Paulo pode ser considerada como constante e iniciada no período de descobrimento do Brasil. Primordialmente a procura dos metais preciosos foi mais importante, tendo ocasionado inclusive a expansão da ocupação do território brasileiro. Posteriormente ocorreu uma intensa procura de bens minerais metálicos e não metálicos, atestada por uma série de publicações, muitas das quais relacionadas adiante.

Além dos trabalhos aqui considerados como históricos, Augusto (1889) já no final do século passado tecia considerações sobre a mineralogia, a geologia e a indústria mineira do país, ao mesmo tempo em que Derby (1889a) descrevia as principais ocorrências minerais conhecidas.

Em estudo feito em 1820, mas só posteriormente publicado, Barbosa (1892) descreveu as ocorrências de ouro do Morro do Jaraguá, de Juqueri, de Conceição de Guarulhos e do Rio Tietê, bem como as de ferro do Morro do Cabelo Branco, de Santo Amaro, de Pirapora e de Paranapiacaba, esta com estanho associado. Relatou também a existência de estanho nas aluviões do Rio Tietê e em Mogi das Cruzes, e afirmou ter sido encontrado um bloco de platina nas margens do mesmo rio, que encontrar-se-ia exposto no Real Museu de Lisboa.

No mesmo ano Oliveira (1892) apresentou estudo sobre as antigas minerações de ouro do Estado, destacando serem as mais importantes, excluídas as do Vale do Ribeira e de Cananéia, as de "...S. Lago e S. Cruz (montanhas da Paranapiacaba), Jaraguá, Serra de Marumimiris ou Guaramimis, Nuestra Señora de Monserrate, But Unde ou Ibituruna, Punta de Cattira e Birossocaba ou Ibiracoiaba...". Descrições semelhantes fez Derby em correspondências datadas de 1898 e de 1899, somente publicadas em 1951 (Derby, 1899a).

Algumas organizações das informações existentes sobre as minas em atividade ou paralisadas e das ocorrências minerais de interesse econômico, embora nem sempre fidedignas, foram elaboradas por Ferreira (1885), Calógeras (1904), Belmont (1906), Egas (1925), Ferraz (1927 e 1928), Oliveira (1930b), Abreu (1937) e Bastani (1957).

Especificamente sobre ocorrências de ouro, além de vários trabalhos já citados, uma série de artigos foram publicados. Em geral contêm poucas informações, além das localizações das ocorrências e minas, embora alguns autores já buscassem caracterizar a tipologia dos minérios, dimensões dos corpos, sistemas de lavra e sua mineralogia. Neste conjunto podem ser referidos os trabalhos de Moraes Rego (1928), de Calógeras (1928, 1929), o de Bastos (1932) e o de Malamphy (1935) e o de Rocha (1936), que descreveram a geologia e o sistema de lavra de Araçariguama. O último autor afirmou ter sido na época lavrados em Araçariguama 31,3 Kg de ouro de minério com teor médio recuperado de 22,95 gramas de ouro por tonelada.

Moraes Rego (1932) fez uma análise completa dos filões de minérios de ouro da Série de São Roque, classificando-os nos tipos vieiros camada com oligisto, camadas com pirita, transversais com pirita, impregnações

em quartzitos, irregulares nos calcários e de contração nos granitos.

Knecht (1939b) descreveu minuciosamente as ocorrências de ouro conhecidas no Estado de São Paulo, e Oliveira (1945a) relacionou as diversas ocorrências minerais, tendo afirmado que em 1941 o Estado de São Paulo produziu oficialmente 6.889 g de ouro.

Uma ampla revisão das ocorrências minerais da então chamada Série de São Roque (incluindo o atual Grupo Açungui), correlacionada à Série de Minas, foi feita por Moraes Rego (1930c). O autor destacou a existência de diversas mineralizações de ouro, prata, zinco, cobre, antimônio, ferro, manganês, cobalto, estanho, nióbio, tântalo, caulim, pirita, mica, grafita, calcário, argila, sílex, brita, areia, fosfato, potássio, coríndon, ocras, zircônio, rochas ornamentais, pedras preciosas e semipreciosas, combustíveis e águas minerais. Apresentou ainda uma classificação genética das mineralizações de ouro, relacionando-as geneticamente às intrusões das rochas ácidas, através de injeções pegmatíticas e pela ação de agentes pneumatolíticos cloro-fluoretados e sulfetados.

As ocorrências de pirita no Estado de São Paulo, presentes em vieiros do andar superior do Arqueano, em vieiros auríferos na Série de São Roque e em depósitos metassomáticos de galena e pirita em calcários da mesma série foram estudados por Moraes Rego (1935a).

Moraes Rego (1935b) efetuou uma análise da distribuição das jazidas de ferro do país em relação ao mercado consumidor, como uma contribuição para o estudo de implantação de siderúrgicas. Neste contexto destacou a existência de quatro tipos de jazidas em São Paulo: magmáticas de magnetita em rochas nefelínicas, de magnetita em granito, incluídas na Série de São Roque e de limonitos terciários e quaternários. Correlacionou esta série com a de Minas, com grandes depósitos de minério de ferro.

Knecht (1939a) estudou as ocorrências de ferro e de pirita no Estado de São Paulo, como a magnetita das fazendas Mimi (Pirapora do Bom Jesus), Paraíso (Itu), no Morro Mombaça, em Mogi das Cruzes, em Caucaia e Itapeccerica. Ocorrências de pirita de diversos tipos foram verificadas em São Roque, Parnaíba, Morro do Ponunduva, na Represa de Estamparia, em Mogi das Cruzes, no Ribeirão São Miguel, em Morciras, Itapeccerica, na Estrada Capital, Perus e na margem esquerda do Rio Tietê, em São Roque, várias delas com arsenopirita associada.

Moraes Rego (1935c) propôs um sistema de classificação das jazidas minerais brasileiras como: I. de origem magmática; II. filonianas; III. de formação exterior, com vários subtipos, tendo enquadrado o ouro de Araçatuba e o coríndon de Itaquí como do tipo II, e o ferro do Vale do Juqueri como do tipo III.

Idêntica linha de trabalho foi adotada por Ferreira (1949), Guimarães & Felicíssimo Jr. (1950) e pelo engenheiro Theodoro Knecht, que publicou diversos levantamentos e pesquisas sobre as ocorrências minerais no Estado, iniciados em 1931 (Knecht, 1931) e continuamente ampliados e melhorados, principalmente quanto à caracterização e localização das ocorrências (Knecht, 1934, 1936, 1937a, e Felicíssimo Jr. & Knecht, 1940).

Descrições de ocorrências de arsenopirita e pirita com escorodita e limonita, em veios de quartzo encaixados em metassedimentos da Série de São Roque no Rio Potiribú, e de uranita e minerais associados em Perus foram feitas por Knecht (1936).

Um apanhado geral sobre os minérios não metálicos do Estado de São Paulo foi feito por Knecht (1940), no qual descreveu ocorrências de andaluzita e coríndon em Itaquí; asbesto em fendas no granito Itaquera, berilo em Caieiras, Manquinho e Perus; feldspato de pegmatitos com granada, berilo, rubelita, lepidolita, uranita, pechblenda e outros minerais em Barreiro e Perus; fluorita em Mairinque e na Serra de São Francisco; lepidolita no Morro do Tico-Tico e em Manquinho; afrisita, rubelita, cassiterita e monazita em Itapeccerica da Serra e Santo André; pirita na mina de ouro de São Roque, em calcários de Parnaíba, no Morro Ponunduva, em Pilar, Mogi das

Cruzes, no Km 161 da E.F. Mairinque-Santos; pirrotita em São Miguel; molibdenita em rochas da Série de São Roque (também citadas por Rabello, 1942b), arsenopirita em Moreiras, Rio Tietê e Itapeccerica; sillimanita na estrada São Paulo - Campinas, e tremolita em Cotia e Mogi das Cruzes. O estudo da ocorrência de pirita aurífera (3,4 g Au/t) com galena, covelina e calcopirita (11% Cu), limonita e ouro livre em veios de quartzo cataclados encaixados em andesina-biotita xistos no Km 9 da Via Anhangüera foram feitas por Knecht (1943b).

Grande número de ocorrências de ferro e pirita da Série de São Roque e do Complexo Cristalino foram analisados por Knecht (1939a), destacando-se as de pirita em calcários e granitos, de pegmatitos com pirita, pirrotita, de calcopirita, arsenopirita e molibdenita em biotita quartzito em Perus, e arsenopirita alterada para escorodita em Itapeccerica da Serra e Moreiras.

Ocorrências de ouro, manganês, ferro, galena argentífera com malaquita e azurita na Pedreira de Ubaldo Lolli, galena com calcopirita no Rio Caveté, galena em Ipanema, blenda no sítio Ipanema e vários bens não metálicos no município de Parnaíba foram descritos por Knecht (1944a).

As ocorrências do município de São Paulo foram apresentadas por Knecht (1947), que destacou a presença de sillimanita em xistos da região de Perus e a exploração de 300 t de manganês na mesma região.

As ocorrências de ouro, columbita, cassiterita, caulim, crisoberilo, feldspato, bauxito e de mica em Itapeccerica da Serra foram descritas por Knecht (1948).

Um estudo sobre o minério de ferro do Ribeirão Portuguesa (Morro do Vacanga) foi elaborado por Knecht (1944b).

Uma nova revisão das informações sobre as ocorrências minerais, com descrições mais detalhadas e acompanhadas de mapas de localizações foi apresentada por Knecht (1950d), incluindo estudos específicos sobre os municípios de: Mogi das Cruzes, Poá e Suzano, onde ressaltou a presença de cassiterita, tantalita, ouro, ferro, zirconita, lepidolita, amblygonita-montebrazita, mica, apatita, bauxito, quartzito, argila refratária e caulim, além de sillimanita em xistos da Série de São Roque ou do Arqueano (Knecht, 1950b); de Franco da Rocha, com descrições de ouro, cobre, ferro, quartzito, calcário, dolomito, mármore, quartzo, brita, caulim e argila (Knecht, 1950a); de São Paulo, com a presença de ouro, ferro, manganês, pirita, bauxito, caulim, feldspato, ocre, turfa, lepidolita, sillimanita, uranita, berilo, grafita, bismuto e argilas (Knecht, 1950c); de Guarulhos, com ocorrências de ouro, hematita, quartzito, argila refratária, ardósia, granito e caulim, onde destacou também a grande expressão dos corpos de anfibolitos (Knecht, 1950e); e de Santana do Parnaíba e Barueri, onde verificou a existência de ouro, ferro, manganês, zinco, cobre, caulim, dolomito e calcário (Knecht, 1950f).

Leonardos (1934a, 1934b) estudou as mineralizações de chumbo e prata do Vale do Ribeira, de Parnaíba, São Roque e Piedade. Concluiu serem geralmente epitermais e raramente mesotermiais.

Cerca de 60 ocorrências de chumbo e zinco do Estado foram minuciosamente estudadas por Cassedane & Mello (1970a, 1970b) e classificadas geneticamente. Apresentaram também um grande número de informações sobre as rochas encaixantes e as microfácies das rochas carbonáticas.

As ocorrências de bauxito da região de Mogi das Cruzes foram pesquisadas por Knecht (1943c), quando afirmou tê-las descoberto em 1940. Considerou-as derivadas de gnaisses, granitos e diabásios. Guimarães & Kenworthy (1943) consideraram as rochas da mesma região como pertencentes à Série de São Roque e confirmaram a constatação de Moraes (1943a) de que o bauxito foi originado pela laterização de um granito com duas micas. Novas descrições sobre os bauxitos da região foram feitas por Knecht (1952), onde considerou os gnaisses laterizados que os originaram como pertencentes ao Complexo Cristalino. Os bauxitos de Curucutu foram analisados por Gomes (1956) e por Felicíssimo Jr. & Franco (1956), tendo incluído também os de Evangelista de Souza.

Também caracterizaram os minérios e estimaram as reservas, que verificaram estar associados às rochas básicas que ali ocorrem. A mineralização de Curucutu foi também estudada por Groke, Melfi & Wackermann (1980).

No início da década de 80 novas prospecções de bauxito foram levadas a cabo, culminando com a definição de vários corpos de minério associados aos metabasitos da região da Serra do Itaberaba (Beljavskis, Juliani & Uchoa, 1981; Beljavskis *et al.*, 1984; Saragiotto, Nakano & Tanno, 1982). Sob o aspecto econômico, estas reservas foram avaliadas pela PAULO ABIR ENGENHARIA S.A. (1983).

A pesquisa dos mesmos bauxitos, sob o ponto de vista científico foi feita por Silva (1989) e Silva & Oliveira (1989), que verificaram que os elementos dos grupos do ferro (Fe, Be, P, Ti, V, Zr) e do alumínio (Al, H_2O^* , Pb, Cr) estão, relativamente às rochas frescas, concentrados nas argilas e bauxitos; Ca, Mg e Sr foram totalmente lixiviados no perfil de alteração e Mn, Co, Y, Zn, Ba e Li têm comportamento intermediário entre eles. Verificaram também forte fracionamento e redução do teor das terras raras, exceto para Ce e para amostras enriquecidas em Mn que têm teores altos. Uma comparação entre estas amostras e algumas da Serrania de los Guaiacas (Venezuela) foi feita por Oliveira & Silva (1990).

Prospecções regionais de bauxito foram ainda executadas por Nakano & Tanno (1983) no Estado de São Paulo.

Sobre as mineralizações de tungstênio foram consultados os trabalhos de Leonardos (1942), com descrições sucintas das mineralizações primárias e secundárias de Inhandjara, que embora fora do contexto do Grupo São Roque foram verificadas, assim como outras, para possíveis correlações com as existentes no domínio estudado. Esta ocorrência também foi citada nos trabalhos de Oliveira (1943), de Felicissimo Jr. & Lima (1945) e de Trindade (1946), e exaustivamente descrita por Camargo (1945b). Este verificou associados à wolframita, cassiterita, mica manganesífera, topázio e quartzo. Saldanha (1946) descreveu a geologia da jazida, a presença de vários minerais secundários e primários, destacando a fluorita, a lepidolita, a molibdenita e a biotita. Ainda teceu considerações sobre sua metalogenia. Saldanha & Franco (1946) também os descreveram, além das ocorrências de Inhandjara e do Sítio Arado (Sorocaba).

As mineralizações da Serra de São Francisco foram estudadas por Knecht (1946, 1949c) e por Barbosa & Maciel (1951). Os autores as consideram encerradas em tactitos e graissens cortados por veios de quartzo, sendo as paragêneses minerais formadas por magnetita, hematita, wolframita, pirita, galena, blenda, calcopirita, arsenopirita, molibdenita, fluorita, cassiterita, topázio, turmalina, bismuto-plagionita, tungstita, siderita, opala e calcedônia. Nos calcários foi verificada a presença de axinita e de vesuvianita. Diferentes veios, uns com wolframita e outros com cassiterita foram observados por Knecht (1949c), que também descreveu a orientação e os teores dos filões. Os minerais vesuvianita e fluorita foram constatados por Knecht (1959) na mesma serra.

Mineralizações semelhantes foram encontradas por Goraieb, Mello & Silva (1987) em granitóides da região de Ribeirão Branco.

Ocorrências de cobalto foram citadas por Rabello (1942a) e Knecht (1947, 1950d) nas vizinhanças da capital e melhor estudadas por Moraes (1944c). Este as descreveu como formadas por wade, com 23,4% de Mn, 0,5% de Co e 1,8% de Ni, ocorrendo em concreções e plaquetas preenchendo fraturas em filitos, ou dispersas no solo residual.

Alguns minerais presentes nos pegmatitos foram descritos por Cunha (1942a, 1942b), como a cassiterita e a amblygonita na Fazenda Cuiabá e Mogi das Cruzes, e por Franco (1956b) ao tecer considerações gerais sobre os pegmatitos.

(O corindon de Paiol, associado à margarita, andaluzita e rutilo, foi estudado por Hussak (1890b,

1904), Oliveira (1897) e Oliveira (1945b), sendo que este último autor afirmou terem sido lavradas 100 t de minério em aluviões do local. Souza (1945) verificou lentes de esmeril encaixadas nos xistos, em contato com os veios e avaliou terem sido extraídas 2 t de corindon do aluvião. Leonardos (1946) descreveu a ocorrência como massas cinza azuladas de granulação grossa, com quartzo, diásporo, margarita e turmalina associados, aparentemente relacionadas a veios de quartzo com turmalina, mica e andaluzita que cortam micaxistos. A pesquisa de rochas semelhantes na região de Mairiporã foi apresentada por Lefevre (1958a).

O quartzito para cerâmica da região de Mogi das Cruzes foi estudado por Moraes (1943b) e a scheelita de Santa Branca, associada a rochas tremolítica-actinolíticas encaixadas em biotita gnaisses, por Knecht (1949b).

Uma avaliação estatística das ocorrências minerais existentes no Estado e uma análise das concessões de pesquisa mineral, onde diversas minas e ocorrências podem ser aproximadamente localizadas, foram, respectivamente, divulgados por Knecht (1943d) e Bastos & Gomes (1952).

Lefevre (1944, 1945, 1952) referiu-se a várias pesquisas de bens minerais em execução pelo Instituto Geográfico e Geológico, destacando as de tungstênio na Serra de São Francisco e as de monazita em Itapeccerica da Serra.

Um novo enfoque para prospecção mineral no Estado, diferente daquele de buscar quase que somente minérios metálicos, foi defendido por Damasceno & Damasceno (1977), pois consideraram de fundamental importância a pesquisa de bens minerais utilizados na construção civil, com o que concordaram Strieder, Akinaga & Kiyotani (1977) ao analisarem a situação da mineração na Região Metropolitana da Grande São Paulo.

Com o advento do PRÓ-MINÉRIO na década de 80, uma série de projetos de pesquisa mineral, em sua maioria voltados à prospecção geoquímica e de bens minerais metálicos foram desenvolvidos, gerando uma grande quantidade de publicações.

Beljavskis & Juliani (1981) realizaram uma avaliação preliminar das ocorrências minerais do Estado, principalmente as metálicas, cuja síntese foi publicada por Beljavskis *et al.* (1983). Nesta destacam-se as ocorrências de ouro, bauxita, scheelita, manganês e cobre na região da Serra do Itaberaba. Deste projeto derivaram vários outros, como a avaliação das ocorrências de ouro da Serra do Itaberaba, Socorro e Itapirapuã (Saragiotto, Beljavskis & Juliani, 1982b) e uma prospecção preliminar dos indícios de ouro nas regiões de Caconde, Socorro e da Serra do Itaberaba (Saragiotto, Beljavskis & Juliani, 1982a). Prospecções detalhadas para ouro na última região, no local denominado de Tapera Grande foram feitas por Saragiotto *et al.* (1984). Os autores verificaram que estas mineralizações estavam acondicionadas em horizonte estratigráfico de rochas metavulcanoclásticas depositadas sobre lavas e tufos básicos, capeados por lentes de rochas cálcio-silicáticas.

Prospecção de metais básicos na mesma região, através de geoquímica de solo, foi efetuada por Saragiotto & Zaine (1985).

A importância do estudo geológico da zirconita na prospecção de granitóides foi defendida por Wernick (1985) e exemplificado para vários corpos do Estado de São Paulo.

Etchebere, Macyama & Silva (1985) descreveram os pegmatitos associados ao granito turmalinífero de Perus, Mogi das Cruzes e Embu-Guaçu, dentre outros. Berilo, lepidolita, rubelita, granada, columbita-tantalita, amblygonita, espodumênio, cassiterita e minerais de urânio foram descritos nestes pegmatitos. Turmalinização intensa foi observada em vários corpos.

Suslick (1986a) realizou uma ampla avaliação geral do potencial mineral de diversas áreas do Estado, incluindo a região ora estudada, através de métodos geoestatísticos de dados geológicos e geoquímicos.

Uma proposta de quantificação destes dados foi defendida por Suslick (1986b).

Silva & Etcheberry (1986) apresentaram uma avaliação do potencial tungstenífero de São Paulo, na qual citaram a ocorrência de scheelita associada às mineralizações de ouro na Serra do Itaberaba, descrita por Beljavskis *et al.* (1983).

Outras prospeções foram realizadas em áreas específicas na Serra do Itaberaba por Barbour Jr. (1987), quando avaliou a ocorrência de ouro do Bairro Morumbi, e por Saragiotto, Zaine & Braga (1987), nos denominados alvos Quartzito, Belga, Pedra Branca, City e Mato Dentro. Nos diversos mapas geológicos apresentados notam-se em muitos casos incorreções na identificação e nomenclatura de alguns litotipos. Entretanto, constituem contribuição significativa por trazerem informações sobre áreas de difícil acesso. Na "área Jaguari-Guarulhos", foram refeitas as pesquisas regionais, que acabaram por detectar as mineralizações que já eram conhecidas há anos (Saragiotto, 1988). Nestes "alvos" já haviam sido, inclusive, elaboradas prospeções geofísicas, através de cintilometria, potencial induzido e magnetometria, com diversas anomalias definidas (Rigoti *et al.*, 1986).

Os minérios de ouro das áreas Tapera Grande e Quartzito também foram submetidos a ensaios de caracterização tecnológica e de beneficiamento IPT (1988).

Beljavskis (1988a, 1988b) desenvolveu estudos geológicos, litoquímicos e pedoquímicos na área Tapera Grande, tendo concluído que as mineralizações de ouro tem tungstênio associado e que estão praticamente ausentes o arsênio e antimônio. Verificou ainda que as rochas mineralizadas apresentam um empobrecimento relativo de MgO, CaO, K₂O e Na₂O e um pequeno enriquecimento em SiO₂ e que o cobre é um rastreador pedológico para o ouro. Também classificou as ocorrências como *stratabound* com ouro disseminado, confirmando o proposto por Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986). Estas pesquisas foram sintetizadas por Beljavskis & Born (1989).

Reveste-se de possível interesse metalogenético suplementar, a nível regional, a descoberta de sedimentos hidrotermalizados na Bacia de São Paulo feita por Riccomini *et al.* (1988).

Juliani, Schorscher & Beljavskis (1989b) retomaram os estudos das mineralizações de ouro da Serra do Itaberaba, classificando-as em tipos primários, relacionados com rochas metavulcanoclásticas e formações feríferas com variáveis graus de remobilização, ou vinculados a veios de quartzo sulfetados, ricos em arsênio, e os secundários, relacionados aos processos intempéricos/lateríticos e aluviais. Estudos semelhantes, a nível regional, abrangendo parte do Complexo Embu, e sugerindo a mesma linha de pesquisa, tiveram seus resultados preliminares apresentados por Juliani, Schorscher & Beljavskis (1989a).

Os característicos geológicos e químicos das mineralizações singenéticas e epigenéticas do Grupo Serra do Itaberaba e das epigenéticas do Grupo São Roque, bastante distintos entre si, foram apresentados por Beljavskis *et al.* (1992).

Amaral & Pascholati (1990) analisaram o tipo de mineralização de wolframita dos granitóides de Itu, associando-a ao Granito Itupeva.

Cartas de jazidas e de ocorrências minerais, além das localizações dadas por Knecht e outros, foram feitas em 1929 (Sem Autor - não localizada) para o Brasil e por Almeida *et al.* (1981) para o Estado de São Paulo, cujo texto explicativo foi elaborado por Hasui (1981).

Finalizando, devem ser ressaltados os estudos metalogenéticos regionais feitos por Bettencourt, Wernick e Penalva (1976) e por Almeida, Hasui & Martini (1982).

1.6 Outros Estudos de Interesses Específicos

Estão agrupados neste sub-item diversos assuntos, relacionados direta ou indiretamente com a geologia do domínio São Roque-Serra do Itaberaba, bem como estudos geomorfológicos, climáticos, mineralógicos, quílicos, levantamentos bibliográficos e a citação dos relatórios consultados.

1.6.1 As grandes estruturas regionais

Almeida (1967) definiu a Plataforma Brasileira como originada pela consolidação resultante da tectonogênese do Ciclo Baicaliano, que afetou extensos geossinclíneos rifeanos, cuja evolução deu-se em duas etapas: no Cambro-Ordoviciano, como paraplataforma e no Paleozóico, como uma ortoplataforma, posteriormente afetada pela reativação Wealdeniana. A diferenciação desta plataforma foi discutida por Almeida (1969).

A definição do Ciclo Brasileiro, limitado pelas idades de 1.000 e 500 Ma deveu-se a Almeida (1968a, 1968b), quando apresentou o Mapa Tectônico da América do Sul.

A divisão geocronológica do Pré-Cambriano foi inicialmente proposta por Almeida (1971) com as seguintes subdivisões: Pré-Cambriano Inferior (2.600 Ma), Médio (2.600-1.800 Ma) e Superior (1.800-570 Ma), este subdivisível nos ciclos Espinhaço (1.800-1.300 Ma), Uruaçuano (1.300-900 Ma) e Brasileiro (900-570 Ma).

Ferreira (1971) adotou as definições dos ciclos Transamazônico (Hurley *et al.*, 1967) e Guriense no texto explicativo da Carta Geotectônica do Brasil, respectivamente para o Pré-Cambriano Inferior e Médio. Também denominou as seqüências rochosas dispostas paralelamente à velha plataforma do São Francisco de Sistema Atlântico.

O Cinturão Ribeira foi definido por Almeida *et al.* (1973) como de idade brasileira, e o Cinturão Paraíba como transamazônico.

Hasui, Carneiro & Coimbra (1975) caracterizaram uma diferenciação longitudinal no Cinturão Ribeira em três segmentos, incluindo a Zona de Transcorrência de São Paulo. Este seria formado pelos sistemas de dobramentos de Apiaí, Tijucas e Uruguai Oriental, separados pelos maciços medianos de Joinville e de Pelotas. Afirmaram também que as similaridades litológicas, cronológicas e metamórficas existentes entre os grupos São Roque e Açungui não eram suficientes para considerá-los como uma única entidade geológica.

Em substituição à denominação anterior Almeida, Hasui & Brito Neves (1976) propuseram o nome de Região de Dobramentos Sudeste e teceram considerações sobre a evolução geológica da região, bem como Braun e Baptista (1977).

A caracterização do Cráton de São Francisco, o antepais da Região de Dobramentos Sudeste, é devida a Almeida (1977).

Hasui, Almeida, & Brito Neves (1978) definiram para a região um desenvolvimento brasileiro em três etapas, quais sejam: inicial (1,0-0,7 Ga) com deslocamento em falhas profundas originando sulcos e magmatismo básico pré-tectônico; intermediária (0,7-0,6 Ga) com metamorfismo regional de média a baixa pressão, migmatização em níveis mais profundos, magmatismo ácido, deformações polifásicas e soerguimentos orogênicos; final (0,6-0,45 Ga) com a formação de fossas e intrafossas, formação de molassas, intrusões e derrames ácidos e básicos e lineagênese.

Com base em dados geocronológicos Wernick, Hasui & Brito Neves (1978) modelaram a evolução da Região de Dobramentos Sudeste, considerando-a de evolução ensialica e formada em um mar raso com áreas continentais arrasadas.

No Mapa Tectônico da América do Sul (Almeida *et al.*, 1978) foram incorporadas essencialmente as concepções anteriores, bem como quando da elaboração do Mapa Geológico do Brasil na escala de 1:2.500.000 (Baptista *et al.*, 1979).

Almeida *et al.* (1981a) propuseram a divisão geológica do país em diversas províncias estruturais, cabendo à região em questão a denominação de Província Mantiqueira.

O Mapa Geológico do Brasil anteriormente referido foi apresentado por Schobbenhaus Filho *et al.* (1982) e o texto explicativo foi publicado por Schobbenhaus Filho *et al.* (1984), onde a geologia da Região de Dobramentos Sudeste e do Maciço Mediano de Guaxupé foi descrita por Hasui, Fonseca & Ramalho (1984). Os autores relataram a existência de núcleos mais antigos no Complexo Embu e consideraram as supracrustais São Roque/Açungui como pertencentes ao Ciclo Brasileiro, tendo ainda aventado a possibilidade de que a sedimentação poderia ter-se iniciado no Proterozóico Médio.

Um esquema evolutivo para a região foi também apresentado por Ribeiro (1984) e o conhecimento existente sobre os grandes falhamentos foi sintetizado por Sadowski (1984), concomitantemente à caracterização da Nappe de Cavalgamento de Socorro por Campos Neto *et al.* (1984), estendendo as observações mais localizadas de Saragiotto, Beljavskis & Juliani (1982b), Juliani (1983) e Grossi Saad e Barbosa (1983).

A constatação de uma estruturação geológica regional com padrão tectônico, geocronológico e do magmatismo ácido compatível com regiões de colisão continental foi efetuada por Artur & Wernick (1986).

Levantamentos gravimétricos regionais foram executados por Lessa *et al.* (1985, 1987), visando a elaboração da Carta Gravimétrica do Estado de São Paulo. O tratamento dos dados aerogeofísicos da região foi feito por Anjos & Mourão (1988), evidenciando os grandes falhamentos e intrusões de rochas básicas, muito embora a área objeto deste estudo não disponha de tais levantamentos. Parte dos dados gravimétricos de Anjos & Mourão (1988) foi interpretada por Ferreira (1991), abrangendo porções da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba.

Finalmente deve ser relacionado o trabalho de Hasui *et al.* (1988) sobre a estruturação geológica do Estado com base em modelo de cisalhamento dúctil, que redefine praticamente toda geologia e as denominações até então utilizadas.

1.6.2 Estudos geocronológicos

A região de Mogi das Cruzes, à época considerada como pertencente à Série de São Roque, foi pioneiramente estudada geocronologicamente por Franco & Vandomos (1966) e Vandomos & Franco (1966). Foram datados dois granitos, um com biotita e muscovita e outro róseo. No primeiro a muscovita, datada pelo método Rb/Sr, apresentou idade de 640 ± 20 Ma, e o róseo, em rocha total, 620 ± 50 Ma e 590 ± 20 Ma. A muscovita do primeiro apresentou, através do método K/Ar, idades de 463 ± 15 Ma e 458 ± 15 Ma e a biotita 453 ± 15 Ma, e a biotita do granito róseo 475 ± 15 Ma. Concluíram, portanto, que a idade de 620 Ma seria a da cristalização dos granitos e a de 460 ± 15 Ma corresponderia resfriamento regional.

Cordani & Bittencourt (1967a, 1967b) efetuaram um reconhecimento regional das idades das rochas do Estado de São Paulo através do método K/Ar e concluíram que os metassedimentos do Grupo Açungui (incluindo nesta denominação o Grupo São Roque) e grande parte das rochas gnáissico-migmatíticas do

"Complexo Migmatítico Indiferenciado" ter-se-iam formado no período de 650-600 Ma, com sedimentação ainda no Pré-Cambriano Superior. Estas rochas teriam sido depositadas sobre um embasamento com idade mínima de 1.400 Ma, que afloraria em núcleos de anticlinórios, exemplificado pelo epidiorito Penhinha. O conjunto teria sido resfriado a aproximadamente 450 Ma. Para os autores os granitos tardi-tectônicos teriam sido gerados a 590 Ma e os pós-tectônicos entre 580-500 Ma.

Cordani, Melcher & Almeida (1967) caracterizaram geocronologicamente o Cinturão Orogênico de Paraíba, através de isócronas de referência, como constituído por rochas com idades entre 500 e 700 Ma, tendo se dado o metamorfismo principal a 600 Ma (Rb/Sr), o resfriamento regional a 450 Ma (K/Ar) e a formação das molassas a 500 Ma.

Através do método K/Ar, Hasui & Hama (1970) dataram várias amostras de rochas e analisando-as juntamente com os dados preexistentes, consideraram que os blocos Jundiá e Cotia seriam possivelmente mais antigos (anfíbrito Ermidá - 1.036 Ma e epidiorito Penhinha - 1.360 Ma) que o Grupo São Roque (metabasito - 714 ± 30 Ma). Os granitos tardi-tectônicos teriam 635 ± 40 Ma e os pós-cinemáticos 605 ± 40 Ma, idade esta que corresponderia ao período de cratonização do Grupo.

As rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui foram estudadas, através do método Rb/Sr em diagramas isocrônicos de referência, por Cordani & Kawashita (1971), tendo os autores concluído que a fase tardi-tectônica teria ocorrido a 610 Ma e a pós-tectônica principal a 540 Ma. Sugeriram ainda que os materiais formadores não teriam sido fornecidos pela infra-estrutura do cinturão.

Hasui & Hama (1972) apresentaram os dados completos do trabalho de 1970, onde concluíram que as rochas básicas já estariam sendo metamorfisadas a 714 Ma, o que comprovaria a existência do Ciclo Brasileiro. Para os granitos, posicionados cinematicamente, obtiveram idades variando entre 476 Ma e 620 Ma.

Sadowski (1974) referiu-se a idades de 579 Ma para as rochas supracrustais do Bloco Juquitiba.

Três amostras do diorito de Penhinha foram analisadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Kinoshita (1976), tendo obtido idades de 1.200 Ma para os plagioclásios, de 545 Ma para os anfibólios e de 515 Ma para as biotitas, o que corresponderia ao limite do evento térmico brasileiro.

Wernick *et al.* (1976) estudaram as rochas do Bloco Jundiá e das regiões adjacentes pelo método Rb/Sr e caracterizaram a ocorrência de dois eventos metamórficos no bloco, um transamazônico e outro brasileiro. Segundo os autores, os dados do Bloco São Roque sugeriram que as rochas foram geradas no Ciclo Brasileiro, sincronicamente aos metassedimentos do Grupo Açungui. Por outro lado, evidências petrológicas observadas em feldspatos e muscovitas de gênese posterior às paragêneses primárias poderiam indicar a existência de rochas mais antigas, metassomatizadas no Ciclo Brasileiro.

Hama *et al.* (1979) e Kaefer *et al.* (1979) apresentaram diversas datações Rb/Sr e K/Ar da região e concluíram que as rochas mais antigas estariam tectonogeneticamente relacionadas ao Ciclo Transamazônico e que haviam sido regeneradas durante o Brasileiro. Algumas amostras indicariam ainda um possível evento intermediário do Proterozóico Médio.

Ao revisarem a geocronologia do Cinturão Ribeira, Cordani & Teixeira (1979) referiram-se ao grupo São Roque como formado por metassedimentos epizonais brasileiros, com granitos sin-tectônicos gerados a 640 Ma, com RI de 0,710, o que indicaria caráter ensialico para o cinturão. Outros granitos datados apresentaram idades entre 560 Ma e 490 Ma e idades K/Ar um pouco mais jovens. Consideraram ainda que este evento foi responsável pelo rejuvenescimento dos grupos Amparo e Paraíba do Sul, originados no Transamazônico.

Especificamente na área estudada Saragiotto, Juliani & Beljavskis (1984) verificaram que o granitói-

de Pedra Branca apresentou idade isocrônica (Rb/Sr) de 645 ± 21 Ma, para uma RI fixada em 0,710 e que dois corpos de rochas anfibolíticas mostraram idades de 530 ± 31 Ma e 1.692 ± 157 Ma (K/Ar), tendo sido a primeira coletada nas proximidades do corpo granítico e a segunda mais afastada e com texturas bastante preservadas pelos processos deformacionais, ambas de unidades geológicas do denominado Grupo Serra do Itaberaba (Juliani, Beljavskis & Schorscher, 1986).

Tassinari, Kawashita & Kikuchi (1985) estudaram o metaconglomerado do Morro Doce e concluíram que os seixos teriam sido formados a 1.200 ± 100 Ma (Rb/Sr), com RI de 0,737, o que estabeleceria a idade máxima para sedimentação para o Grupo São Roque. A matriz mostrou idade aproximada de 800 Ma (Rb/Sr), que foi considerada com a idade do evento principal do metamorfismo. As biotitas da matriz indicaram idades K/Ar de 615 ± 11 Ma, 625 ± 10 Ma e 628 ± 11 Ma, que corresponderiam à idade do resfriamento regional.

Amostras do metariodacito do Morro do Polvilho, considerado como pertencentes às unidades inferiores do Grupo São Roque, foram datadas através do método U/Pb em zircões, fornecendo idade de formação de 1.790 ± 14 Ma e de rejuvenescimento de 550 Ma (Rb/Sr), com RI de 0,820 (Van Schumus, Tassinari & Cordani, 1986). Os autores propuseram, assim, que a deposição dos sedimentos teria sido iniciada em 1.800 Ma, em um evento que seria correlacionável ao do Complexo Rio do Remédios, e provavelmente metamorfizados em 1.200 Ma e retrabalhados no Brasiliano.

A evolução isotópica do Sr e do Pb de alguns granitóides do Estado de São Paulo foi determinada por Tassinari, Taylor & Kawashita (1987). O granito Cantareira teria sido formado por material com significante contribuição crustal em 640 ± 8 Ma (U/Pb).

Tassinari (1988) elaborou uma ampla revisão dos dados geocronológicos existentes na região sudeste do Estado de São Paulo, complementada por outros estudos geocronológicos, e concluiu que no Domínio São Roque as rochas supracrustais ter-se-iam depositado sobre uma crosta continental atualmente não aflorante, com idade de 2.100 Ma, a partir de 1.800 Ma. O evento metamórfico principal teria ocorrido a 1.300 ± 100 Ma tendo sido acompanhado de granitogênese e resfriamento, este entre 1.100 e 1.000 Ma. Posteriormente poderia ter ocorrido erosão e sedimentação no bloco, somente caracterizada no Domínio Embu, que teria sido metamorfizado entre 800 e 720 Ma, com geração de granitos a 700-600 Ma e resfriamento regional a 620-600 Ma. Novo evento de magmatismo granítico teria ocorrido em 550 Ma, ao mesmo tempo em que estariam sendo gerados os granitos do Domínio Costeiro. Este trabalho foi sintetizado no artigo publicado por Tassinari *et al.* (1988), tendo alguns dos dados do Domínio Embu sido apresentados por Vieira & Tassinari (1988).

Desenvolvendo metodologia para datação Pb-Pb, Babinski, Iyer & Kawashita (1988) analisou migmatitos da região de São José dos Campos e concluiu que os neossomas teriam sido gerados a aproximadamente 1.280 Ma a partir de paleossomas com $2.542 (+122-134)$ Ma.

Tassinari, Campos Neto & Vidal (1989) concluíram que os granitóides existentes entre São Sebastião e Serra Negra foram originados pela fusão da crosta superior, exceto nos domínios São Roque e da Nappe de Socorro. Esta crosta teria idade aproximada de 2,0 Ga nos domínios Costeiro, São Roque e da Nappe de Socorro e 3,1 a 2,7 Ga nos domínios Embu e da Faixa Alto Rio Grande. Aos migmatitos do Domínio Embu atribuíram idades de 2,5 Ga e 1,4 Ga, respectivamente para paleossomas e neossomas. Concluíram pela existência de quatro compartimentos com crostas primitivas distintas que indicariam a justaposição de diferentes crostas continentais.

Siga Jr., Tassinari & Van Schumus (1989) estudaram alguns maciços charnockíticos como os de Itarana 603 ± 50 Ma, Padre Paraíso 520 ± 16 Ma, São Fidelis 603 ± 50 Ma, Ubatuba 551 ± 5 Ma e Caraguatatuba

543 $\pm$ 16 Ma. As razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ indicariam fusão parcial de crosta continental e datações K/Ar em biotita forneceram idades entre 500 e 450 Ma. Apresentaram ainda dados Sm/Nd e U/Pb para alguns corpos.

Zimbres, Motoki & Kawashita (1990) determinaram, através de datações K/Ar e por traços de fissão em apatita, que a taxa de soerguimento para a região leste de São Paulo foi de 77,3 m/Ma entre 571 Ma e 474 Ma; de 15,6 m/Ma, entre 474 e 110 Ma, e de 34,5 m/Ma, de 110 Ma até o presente. Esta retomada na elevação foi atribuída à abertura do Oceano Atlântico.

1.6.3 Sobre fósseis do Pré-Cambriano

A primeira citação de possíveis fósseis em calcários serpentinizados encaixados em xistos com grana e gnaisses do litoral foi feita por Derby (1880), ao considerar as estruturas estudadas como possíveis Eozons, muito embora isso não tenha mais sido estudado para comprovação ou não.

Nas supracrustais do Estado, em Araçaciro, foram descritas estruturas por Knecht (1937b), julgadas possíveis fósseis de Pteropodes, mas Leinz (1937), ao reanalizá-las, concluiu tratarem-se de cristais de cordierita pinitizada dispersos no calcário metamórfico.

Almeida (1944) estudou as estruturas originadas por algas existentes em calcários da Série de Assungui, denominando-as de *Collenia Itapevensis sp. n.*, o que possibilitaria uma correlação com a Série de Minas. Concluiu tratar-se de ambiente marinho epicontinental com lenta subsidência. Esta interpretação, tanto geocronológica como ambiental, foi estendida para o Grupo São Roque, mesmo quando considerado distinto do Açungui.

Estudos gerais sobre a vida no Pré-Cambriano brasileiro foram efetuados por Almeida (1945 e 1957), onde além das estruturas anteriores cita também os possíveis Eozons de Derby e as descrições de Knecht.

Fairchild (1977) reestudou as estruturas algálicas anteriormente citadas, tendo concluído que ocorrem duas formas englobadas na definição original: *Conophyton cf. c. garganicum* e outra ainda não denominada, do grupo das Collênias. Verificou ainda serem elas diferentes das do Grupo Bambuí e, ainda que tentativamente, considerou seus períodos de vida situados entre 850 e 1.700 Ma ou entre 600 e 1.000 Ma, caso caracterizada efetivamente a espécie *c. ressoi*.

Estruturas microscópicas filamentosas e globulares foram descritas por Yoshida, Campos & Farjallat (1967) em sílex dos arredores de São Paulo, consideradas como possíveis formas de bactérias e algas.

Especificamente na região do Grupo São Roque Bettencourt & Wernick (1976) descreveram a presença de estruturas estromatolíticas na região de Pirapora do Bom Jesus, também reconhecidas por Figueiredo *et al.* (1982), Lazzari (1987) e Coutinho & Lazzari (1989). Estas foram estudadas por Bergmann & Fairchild (1985 e 1986) e consideradas como brechas estromatolíticas e bio-hermas do Proterozóico Superior, dispostas ao redor de uma estrutura vulcânica. Em sua dissertação de mestrado Bergmann (1988) reapresentou os estudos discutindo mais detalhadamente o modelo e utilizando-os para as reconstruções paleoambientais.

1.6.4 Estudos mineralógicos

Os levantamentos efetuados pelos irmãos Andrada e Andrada e Silva durante suas viagens podem ser considerados antes mineralógicos que geológicos. De fato muitas descrições de minerais de rochas e associados às

mineralizações, especialmente as de ouro, podem ser encontradas nos trabalhos de Andrada & Andrada e Silva (1846) e Andrada (1847, 1882).

A otrelita em filitos com magnetita, existentes entre a Serra de Itaqui e a então Vila de Parnaíba e em Salto do Pirapora, considerados pré-devonianos, foi descrita por Hussak (1890a, 1890c), bem como o coríndon, associado à margarita, rutilo, turmalina, diásporo e andaluzita, contidos em filões encaixados em micaxistos na Estação São João (Hussak, 1890b, 1904).

Apofilita foi descrita por Ferraz (1927) em pegmatitos de Mogi das Cruzes e por Coutinho (1947) na região de São Roque, estes em diques de magmas diferenciados que cortam o granito.

Ocorrências de lepidolita, granada, turmalina preta, rubelita e cassiterita foram descritas por Knecht (1938) e Franco (1947) em Manquinho (Perus).

A piromorfita encontrada em filões auríferos de Araçariguama foi minuciosamente estudada por Franco (1941). No ano seguinte a primeira ocorrência brasileira de amblygonita foi descrita por Franco (1942) em pegmatito com lepidolita, muscovita, cassiterita, tantalita e apatita da região de Mogi das Cruzes, reestudada por Franco (1945). No primeiro artigo, o autor considerou os xistos encaixantes como do Arqueano e, no segundo, como da Série São Roque.

A presença de wolframita (corretamente denominada de hubnerita por Camargo, 1945b), topázio, manganofilita, protolitolita, cassiterita e pirita, foram relatadas por Leonardos (1942) em filões de Inhandjara, Jundiá. O topázio da ocorrência teve suas propriedades mineralógicas determinadas por Wohlers (1946) e Coutinho (1946).

A descrição do hábito da wolframita do Granito de Sorocaba, associada com epidoto, blenda, calcopirita, pirita, fluorita, galena, calcita e cassiterita em filões quartzosos foi feita por Saldanha & Franco (1946). Nos produtos de alteração verificaram a presença de tungstita. Citaram também as ocorrências de Inhandjara e Sítio Arado, tendo verificado a existência de turmalinas, substituindo o topázio no segundo local.

Moraes (1944e) encontrou pegmatitos no Alto Juquiá portadores de turmalina, zircônia, granada topázio, monazita, rutilo, epidoto e berilo, estes constituindo cristais com até 80 cm de comprimento.

Crisoberilo foi verificado por Leonardos (1945) em concentrados de minerais pesados de córregos que drenam a Serra de Taxaquara.

As turmalinas policrômicas que ocorrem no contato entre xistos e cálcio-xistos e o granito da Serra de São Francisco foram detalhadamente estudados por Franco (1948), bem como os minerais associados: magnetita, hematita, pirita, calcopirita, andradita, ilvaíta, hedenbergita, olivina e fluorita.

Espodumênio e tantalita foram verificados em pegmatitos com turmalinas nas salbandas da região de São Bernardo do Campo por Knecht (1958).

Minerais secundários de bismuto, provenientes da alteração de pegmatitos da região da Serra da Cantareira, foram analisados por Knecht (1949a) e a vesuvianita e a fluorita da Serra de São Francisco por Knecht (1959).

Os minerais uraníferos de Perus foram estudados por Camargo (1945a, 1965 e 1971), Mau (1957), Camargo & Coutinho (1960a, 1960b) e Coelho *et al.* (1978). Os autores determinaram a presença de beta-uranofânio, autunita, torbenita, fosfuranilita (?) e opala uranífera. Verificaram ainda a presença de outros minerais que não puderam ser identificados. Associados ocorreriam também turmalina preta, rósea e verde, albita azulada, apatita, granada, lepidolita e morganita. Hawcziíta e chernikovita foram, respectivamente, descritos por Camargo & Svisero (1966 e 1969) e Atencio (1988). Diversos minerais uraníferos secundários do pegmatito foram

estudados por Atencio *et al.* (1989) e Atencio (1991), dentre os quais descreveram cristais de furcalita, maiores e melhor formados que os já descritos na literatura. O estudo detalhado destes minerais, especialmente da furcalita, com todos os dados obtidos, foi apresentado por Atencio (1991) e Atencio *et al.* (1991a). Atencio *et al.* (1991b) identificaram weeksita rica em bário em crostas pulverulentas de cor amarela que preenchem fraturas do turmalina granito de Perus.

As granadas da mesma ocorrência foram estudadas por Madureira Filho, Szabó & Vlach (1986), nas quais identificaram zoneamentos químicos e uma complexa evolução de cristalização.

O quartzito maciço explotado na pedreira Bombril, com bolsões de sulfetos e com enxofre nativo e turmalina misturada, foram estudados por Atencio *et al.* (1989). Verificaram ainda a presença de turquesa ferrífera em fraturas e dendritos com cor de prata, identificadas como todorokita.

Paiva Netto *et al.* (1956) determinaram, através de microscopia eletrônica, os argilominerais existentes em diversas lavras de caulim das arredores da cidade de São Paulo.

Gomes, Coutinho & Oliveira (1964) identificaram a presença de dannemorita em xistos manganíferos da região de Guarulhos e compararam suas propriedades com outras ocorrências do mundo.

1.6.5 Estudo do quimismo de algumas rochas

Principalmente as rochas carbonáticas dos estados de São Paulo, Paraná e Rio de Janeiro tiveram suas composições químicas determinadas, visando seu aproveitamento econômico. Estes resultados foram apresentados por Hempel (1900), Loureiro (1924), Oliveira (1925a), Ferreira (1943), Guimarães (1952, 1953), Felicíssimo Jr. (1953), Bigarella (1953) e Sintoni & Valverde (1978).

Posteriormente, estudos mais complexos, baseados em isotopia do Sr, quimismo, mineralogia e ambiente geológico de deposição, foram executados por Bettencourt & Landim (1974) e Bettencourt & Wernick (1976).

Análises de minérios diversos, especialmente de chumbo e ouro foram apresentados por Furia (1939).

Cerca de 36 amostras de minérios de ferro foram também analisadas por Ferreira (1944), com o objetivo de determinar seus característicos gerais para possível aproveitamento econômico.

Exaustivos estudos, através de microscopia eletrônica, difração de raios X e de análises químicas foram feitos em amostras de caulim dos arredores de São Paulo por Paiva Netto *et al.* (1956).

1.6.6 Estudos radiométricos

Alguns reconhecimentos radiométricos regionais, através de métodos diversos, foram realizados no Estado por Argentiéri (1954), Matzko (1960) e pela CPRM (1975), todos eles destacando na faixa de ocorrência das supracrustais as anomalias de Perus, vinculadas aos pegmatitos portadores de minerais uraníferos.

Gabelman (1963) estudou mais detalhadamente a área de Perus e reconheceu anomalias radiométricas maiores nas zonas fraturadas portadoras de minerais secundários de urânio. Avaliou também a anomalia de Pedreira Lolli em Pirapora do Bom Jesus e, face às paragêneses minerais encontradas, considerou ser possível que ambas tivessem sido geradas em um evento hidrotermal regional tardio, de baixa temperatura.

Descrições das mineralizações de Perus também foram feitas por Maciel & Cruz (1973), mas estudos mais completos - geológicos, petrográficos e radiométricos, foram efetuados por Coelho *et al.* (1978) e Coelho

(1980). Este concluiu existirem anomalias radiométricas nos granitos turmalíferos e nos pegmatitos e que os minerais uraníferos foram gerados em duas fases, uma magmática e outra por lixiviação e redeposição. Considerou que a fonte magmática do urânio, já erodida, situava-se na cabeceiras do Ribeirão Perus.

Ferreira (1991) apresentou detalhado estudo aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico de parte do Pré-Cambriano paulista, onde apresentou as interpretações das grandes estruturas geológicas regionais.

1.6.7 Os sedimentos cenozóicos

Moraes Rego (1933a) estudou estes sedimentos do sítio de São Paulo e do Paraíba, depositados sobre a Série de São Roque, distinguindo dentre eles depósitos anteriores ao Plioceno, camadas pliocênicas, quaternárias antigas e quaternárias modernas. Os problemas concernentes à datação destas camadas foram discutidos por Mendes (1950), que admitiu a possibilidade de serem quaternárias.

A origem da Bacia de São Paulo foi discutida por Freitas (1951b), que sugeriu ter sido uma fossa tectônica colmatada por sedimentação fluvial e lacustre. Os terraços fluviais foram estudados por Ab'-Saber (1953).

A relação dos falhamentos reativados normalmente sobre zonas de transcorrências antigas, ocasionando a formação da Bacia de São Paulo foi amplamente discutida por Almeida (1955).

A observação dos contatos e das estruturas sedimentares, comprovando a existência de regimes fluviais, bem como de falhas sin-sedimentares, foi efetuada por Suguio, Fúlfaro & Coutinho (1971).

Suguio, Coimbra & Calto (1972) realizaram análises granulométricas comparativas e dos minerais pesados de sedimentos e regolitos da Bacia de São Paulo e os compararam com as rochas do embasamento, consideradas como do Complexo Cristalino e do Grupo Açungui - São Roque.

Hasui *et al.* (1976) apresentaram amplo estudo sobre o condicionamento tectônico da Bacia de São Paulo, o tipo de sedimentação e área de abrangência, e estabeleceram correlações regionais. Consideraram também sua evolução como mais complexa que a de um simples hemi-graben, como proposto por Almeida (1976).

Estudos regionais sobre as bacias do Sudeste Brasileiro foram efetuados por Hasui, Gimenez & Melo (1978), que acabaram por estabelecer uma evolução geral das bacias tafrogênicas estudadas. Uma síntese destes conhecimentos, ressaltando os pontos ainda não elucidados, foi publicada por Melo, Coimbra & Riccomini (1989).

Os sedimentos fluviais associados às drenagens atuais do Rio Jaguari foram estudadas por Ab'-Saber (1949b), os sedimentos cenozóicos dos rios Jundiá, Atibaia e Jaguari, por Penalva (1964 e 1971) e os que ocorrem na região de Pirapora do Bom Jesus por Hasui & Hennies (1969), que os consideraram possivelmente terciários. Estes sedimentos foram correlacionados à Formação São Paulo por Hasui *et al.* (1976), que os consideraram como depósitos locais devidos ao tectonismo sin-deposicional.

Ampla revisão estratigráfica, com redefinição das unidades da Bacia de São Paulo, incluída no chamado *Rift* Continental do Sudeste, foi efetuada por Riccomini (1989). Na região em questão os sedimentos de borda, originados pela deposição de sistemas de leques aluviais e fluviais, foram denominados de Formação Resende, e os sedimentos superpostos, principalmente de ambiente fluvial, de Formação São Paulo.

A morfologia e a gênese das estruturas limoníticas foram estudadas por Suguio & Barbour (1969) e consideradas essencialmente penecontemporâneas à sedimentação, que teria ocorrido sob clima semelhante ao atual. Sigolo & Ohnuma (1990) as consideraram como relíquias de uma extensa cobertura desenvolvida sobre os

sedimentos durante o fim do Terciário.

A constatação de diferença geoquímica entre as couraças de superfície com os horizontes ferruginosos endurecidos (HFE) médio e inferior foi demonstrada por Sígolo, Hypólito & Ohnuma (1991).

1.6.8 Sobre a tectônica pós-cretácica

Na região da Serra do Mar foram reconhecidas as primeiras evidências de tectonismo posterior ao Cretáceo, com deformações afetando rochas sedimentares da Bacia de Taubaté (Leme, 1930).

Baseado na evolução dos relevos policíclicos, Freitas (1951a) efetuou uma análise da tectônica cenozóica de São Paulo, sendo muito criticado por Almeida (1951), por considerar ser o conjunto de dados ainda insuficiente.

A descrição mais ampla da tectônica e da sedimentação do Vale do Paraíba e da Bacia de São Paulo foi realizada por Freitas (1956 e 1957), quase que concomitantemente aos estudos morfológicos de Ab'-Saber & Bernardes (1956), que implicaram em diversas considerações a respeito da tectônica da Serra da Mantiqueira e dos arredores da Cidade de São Paulo.

Björnberg, Gandolfi & Paraguassu (1965) estudaram 21 áreas brechadas existentes entre Caraguatatuba e Campinas e concluíram que as deformações modernas verificadas a norte e nordeste da Cidade de São Paulo foram, respectivamente, ocasionadas por esforços nos sentidos noroeste e sudoeste. Posteriormente foram constatados dois eventos de falhamentos superpostos (Björnberg, Gandolfi & Paraguassu, 1967b) e a tipologia das brechas foi caracterizada por Björnberg, Gandolfi & Paraguassu (1967a).

O reconhecimento de que as falhas normais que afetaram os sedimentos da Formação Itaquaquecetuba têm nítido relacionamento com as descontinuidades mais antigas do embasamento, implicando em reativações anteriores ao Holoceno, foi devida a Almeida (1984).

Riccomini (1987) apresentou estudos sobre a tectônica cenozóica do Cinturão Ribeira, onde reconheceu o início de esforços compressivos no Mioceno, causados por transcorrência dextral e avaliou os problemas oriundos quando estas estruturas afetaram exclusivamente as mais antigas, sendo desta forma atribuídas ao Pré-Cambriano. Trabalhos de detalhe subsequentes (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1989) propiciaram a definição de quatro períodos de compressão/distensão, associados às reativações das falhas transcorrentes antigas, inclusive na do Rio Jaguarí, que chegaram a gerar falhas inversas que afetaram "stone lines" supostamente do Pleistoceno Superior, acompanhadas posteriormente por nova fase distensiva. O relacionamento destes pulsos de reativação com a movimentação das grandes placas tectônicas, em função da migração dos pólos geográficos do planeta foi preliminarmente tentada por Sadowski (1987).

1.6.9 Estudos geomorfológicos

Diversos estudos regionais foram efetuados por Moraes Rego (1930b, 1934, 1946a, 1946b) e Monbeig (1949).

A geomorfologia da região do Jaraguá foi apresentada por Ab'-Saber (1948), que posteriormente ampliou a área de seus estudos (Ab'-Saber, 1949a, 1949b) e começou a estabelecer relações da geomorfologia com a tectônica pós-cretácica (Ab'-Saber, 1969), assim como Almeida (1953). Ab'-Saber (1969) discutiu o ritmo da epirogênese em São Paulo e a associação destes movimentos com a formação dos *rift valleys* da Serra do Mar.

Deve-se a Almeida (1964) a introdução da denominação de Serrania de São Roque para esta zona geomorfológica, adotada por Ponçano *et al.* (1981b) no Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, e caracterizada por Ponçano *et al.* (1981a) na notícia explicativa, como relevos de serras alongadas, mar de morros e morros com serras restritas.

1.6.10 Levantamentos bibliográficos prévios

Para um levantamento bibliográfico mais rápido e eficiente foram consultados diversos índices bibliográficos e as referências constantes em artigos elaborados por: Branner (1903), Lisboa (1907a, 1907b), Taunay (1919), Gonsalves (1928 e 1932), Wohlers (1940), Knecht (1943a), Mendes (1944), Mezzalana & Wohlers (1952, 1959, 1960), Iglesias & Meneghezzi (1959a, 1959b, 1960, 1961, 1964, 1967, 1969, 1970, 1972), Mezzalana (1964), Saad *et al.* (1981) e DNPM (1981).

O Inventário Cartográfico do Estado de São Paulo, elaborado por Santos & Ferracini (1981), foi de grande utilidade no levantamento das bases cartográficas, geológicas, de sensoriamento remoto e das aerofotos.

1.6.11 Relatórios de atividades

Muitos relatórios anuais de atividades da Comissão Geográfica e Geológica, do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, do Instituto Geológico e do Departamento Nacional da Produção Mineral foram consultados, pois muitas vezes continham informações, especialmente de interesse geoeconômico, que acabaram por não ser publicadas.

Aqueles que apresentaram algumas informações adicionais foram os de Derby (1886, 1888, 1889a, 1892, 1895), Cardoso (1907), Campos (1925), Moraes (1937), Oliveira (1935, 1945a, 1945b), Lefevre (1944, 1945, 1946, 1947, 1952, 1953, 1954, 1958a, 1958b, 1958c, 1958d, 1960a, 1960b, 1962, 1966), Campos (1948), Bueno (1949), Assis (1950) e Lima (1962).

1.6.12 Alguns estudos de interesse regional

Originada nos trabalhos pioneiros da geologia, a tendência de considerar as rochas gnáissicas-migmatíticas, e mesmo as graníticas, como mais antigas que as rochas sedimentares menos intensamente metamorfisadas, mostrou-se bastante forte nos primórdios da geologia brasileira. Muito embora alguns autores constatassem gradações entre litotipos mais ou menos metamorfisados, as grandes unidades geológicas foram ainda assim definidas segundo estes critérios.

Neste período, as rochas menos metamorfisadas do Complexo Brasileiro foram, em geral, consideradas como pertencentes às séries São Roque ou Açungui no Estado de São Paulo.

Por outro lado, com a definição dos grandes blocos tectônicos no Pré-Cambriano paulista, passou-se a considerar as grandes unidades geológicas como restritas aos blocos onde se inseriam e com evoluções geológicas próprias e distintas, como pode ser observado em inúmeras publicações, inclusive as mais recentes.

Neste subitem procurou-se discutir alguns trabalhos que, embora não se refiram especificamente ao Bloco São Roque, trazem contribuições para o conhecimento geológico da região.

Carvalho & Pinto (1937) efetuaram reconhecimento na então denominada Série Assunguy e conside-

raram a região a noroeste da Cidade de São Paulo como constituída por esta série e possivelmente correlatas as séries de Brusque, dos Porongos e de Palmas, que seriam os remanescentes de uma grande área algonquiana.

Leonardos (1941) propôs a Série Ribeira para os conglomerados e sedimentos associados da região de Iporanga, colocada discordantemente sobre a Série São Roque. Tal proposta foi contestada por Barbosa (1947).

Moraes (1944b) descreveu várias ocorrências de quartzitos, chamados de itacolomitos, nas séries São Roque e Assunguy, assumindo a correlação destas séries com a de Minas. Estas rochas estão encaixadas em filitos na região de Jundiá, Taiassupeba, Alto da Serra e na Serra de Pirucaia.

As rochas supracrustais da região de Mogi das Cruzes foram na época, devido à grande semelhança dos litotipos, consideradas como pertencentes à Série São Roque e vários artigos versaram sobre a área.

Um corpo de tremolita xisto e tremolita quartzito silicificado por soluções hidrotermais emanadas de granitos, encaixado em filitos da Série São Roque em Taiassupeba, foi estudado por Moraes (1944d).

Vandoros & Franco (1966) consideraram os quartzitos, itacolomitos, tremolita quartzitos, sericita xistos, xistos turmalinizados, micaxistos e filitos da região de Mogi das Cruzes como pertencentes à Série São Roque. Descreveram também granitóides com duas micas e róseos, que foram isotopicamente datados. Detalhamentos destes estudos foram feitos por Vandoros & Oliveira (1968a e 1969). No último ainda consideraram as rochas como do Grupo São Roque. A silicificação e a turmalinização dos xistos e quartzitos, então referidos como do Grupo Açungui, foram petrograficamente caracterizadas por Vandoros & Oliveira (1968b).

As dúvidas sobre o posicionamento estratigráfico dos metassedimentos associados a rochas de mais alto grau estão refletidas no trabalho de Knecht (1948), que considerou os xistos da região de Itapeccerica da Serra como pertencentes ou ao Complexo Cristalino Brasileiro, ou como uma transição entre o Arqueano e o Algonquiano, ou mesmo correlatos à Série de São Roque. Esta transição seria devida à contínua feldspatização dos xistos da faixa com o aumento do grau metamórfico, transformando-os em gnaisses, como observado por Cardoso (1907), Moraes Rego (1933b), Almeida (1953), Coutinho (1972) e Hasui (1973).

As rochas migmatíticas aflorantes a sul de São Paulo foram estudadas por Franco (1955a) e atribuídas ao Complexo Cristalino Brasileiro. Um ultramilonito de textura ora gnáissica ora fluidal, foi caracterizado por Franco (1955b) na região da usina da CPFL no Rio Mogi-Guaçu, e os migmatitos de textura gnáissica dos arredores de São Paulo por Franco (1956a). Os últimos correspondem à continuação da faixa de granitóides cisalhados que afloram a sudeste da Serra do Itaberaba.

A constituição geológica da região de São Bernardo do Campo foi brevemente descrita por Ellert (1961), onde registrou a presença de xistos predominantemente biotíticos, comumente com leitos ricos em sillimanita e com algum ortoclásio.

Amplios estudos foram efetuados por Ebert (1967, 1968, 1971b) no sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. O autor definiu nestes o Grupo Paraíba e o Grupo Andrelândia, posicionando-os no Proterozóico Superior. Considerou ainda que as seqüências do Paraíba estavam incompletas em São Paulo, pois faltava o Grupo Andrelândia, com seus metamorfitos da fácies anfibolito, sub fácies estauroлита, que deveria ocorrer entre os grupos Açungui (considerada a denominação adequada para o Grupo São Roque) e Paraíba (Ebert, 1967).

O Grupo Açungui no Estado do Paraná foi bem caracterizado por Marini, Trein & Fuck (1967). Estes consideraram as rochas supracrustais do Grupo São Roque como pertencentes ao Grupo Açungui, face a continuidade física existente entre ambos e a prioridade do nome Açungui. Neste artigo os autores propuseram a de-

nominação de Grupo Açungui em substituição à Série.

Ebert (1971a) apresentou suas interpretações a respeito da evolução do Grupo Setuva, sob o ponto de vista geotectônico. Definiu as seqüências de metamorfitos das unidades superiores do Complexo Cristalino, com base em aspectos estruturais e petrogenéticos, como de idade pré-Setuva.

Paiva Filho *et al.* (1972) apresentaram a constituição geológica da área da região de Taiaçupeba, tendo posicionado os migmatitos no Complexo Gnáissico-Migmatítico e as supracrustais no Grupo São Roque.

A geologia e as estruturas da região da Serra do Mar foram estudadas por Rideg (1974) e a tectônica da área por Sadowski (1974), que concluiu existirem núcleos mais antigos aflorantes em janelas estruturais do Complexo Embu. Hasui & Sadowski (1976) consideraram que as regiões de Zanzalá, Capivari, Evangelista de Souza e Pilões poderiam corresponder a alguns destes núcleos.

O metamorfismo da fácies anfibolito das rochas da região de Salesópolis-Guararema foi caracterizado por Alves (1975), que atribuiu a geração de xistos quartzosos com estauroлита, granada e/ou sillimanita, e xistos com muscovita, biotita, cianita e/ou sillimanita e/ou granada ao metamorfismo de contato ocasionado, respectivamente, pelo Adamelito Santa Catarina e pelo Granito Sabauna.

Os blastomilonitos do linçamento de além-Paraíba, cortando rochas transamazônicas, e gerados nas fácies anfibolito, com derradeiras movimentações, provavelmente tardi-brasilianas, em condições pouco profundas, foram definidos por Almeida, Hasui & Carneiro (1975).

A geologia e a evolução geológica da Folha de São José dos Campos foram descritas por Carneiro (1977a, 1977b). O autor caracterizou vários blocos tectônicos, constituídos por litotipos do Grupo Açungui e prévios a eles, sem correspondência com os do Bloco São Roque.

Na descrição da região situada a nordeste da Cidade de São Paulo e Litoral, efetuada por Hasui *et al.* (1978a), foram caracterizadas diversas seqüências rochosas, consideradas como do Grupo Açungui.

A geologia da Serra do Japi foi apresentada por Moraes (1944a) e considerada como pertencente à Série de São Roque. Reanalizada posteriormente por Hasui *et al.* (1978b), foram definidas as formações Ermiada e Japi, formadas, respectivamente, por xistos com sillimanita, parcialmente migmatizados e por metassedimentos psamo-pelíticos, pertencentes ao Grupo Amparo.

Stein (1984) apresentou a descrição geológica da Folha de Pilar do Sul na escala de 1:50.000, tendo caracterizado também ali a existência de unidades metassedimentares anteriores ao Grupo Açungui.

O mapa geológico da Folha de Atibaia foi elaborado por Oliveira, Morales & Campos (1985), cujo contexto geológico foi considerado como semelhante ao da Serra do Japi. As estruturas dobradas foram analisadas por Morales *et al.* (1985) e o quimismo dos anfibolitos, caracterizados como tholeiíticos a cálcio-alcálinos, por Oliveira, Batista & Morales (1987).

Estudo lito-estrutural da região de Embu-Guaçu foi efetuado por Vicira (1989), que além de estudos petrogenéticos, verificou ser a área constituída essencialmente por metassedimentos e granitóides. Caracterizou incoerências na definição formal do Complexo Embu, por ter sido definido originalmente em local onde ocorrem poucos migmatitos do Grupo Açungui.

Neste mesmo complexo, Fernandes & Figueiredo (1990) caracterizaram lentes de rochas metassedimentares dispostas entre zonas de cisalhamento como originadas em ambiente plataformar a sudeste e de talude continental a noroeste, depositados sobre crosta arqueana. Consideraram as supracrustais como pertencentes ao ciclo tectônico do Proterozóico Médio.

Oliveira & Negri (1990), ao estudarem os charnockitos e kinzingitos da folha de Camanducaia, com

metassedimentos considerados como pertencentes ao Grupo São Roque por Oliveira *et al.* (1983a, 1983b), caracterizaram o metamorfismo da área como da fácies granulito (sub-fácies hornblenda granulito) e os metabasitos como quimicamente compatíveis com basaltos arqueanos.

Fernandes (1991a, 1991b) caracterizou no chamado Complexo Embu, a sudeste da Bacia de Taubaté, um conjunto de rochas essencialmente gnáissico-migmatíticas, denominado de Complexo Rio Capivari, que constituiria o embasamento do Complexo Embu. Este foi subdividido nas unidades Redenção da Serra, Rio Paraibuna e Rio Una. A primeira é formada por gnaisses com granada, sillimanita e biotita, com intercalações de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, quartzitos cálcio-silicáticos e xistos com porfiroblastos de feldspato. A Unidade Rio Paraibuna seria semelhante à anterior, destacando-se pela abundância de quartzitos. A Unidade Rio Una é formada quase que exclusivamente por xistos, correlacionáveis aos Xistos Oropó de Rideg (1974) e à Faixa Central de Alves (1975). O conjunto e as associações dos litotipos e o grau metamórfico assemelham-se muito aos do Grupo Serra do Itaberaba (Juliani, 1992).

Santoro, Ens & Nagata (1991) e Gimenez Filho *et al.* (1991) descreveram a geologia do embasamento da Bacia de Taubaté nas folhas de Jacaré, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, tendo proposto um embasamento gnáissico-migmatítico transamazônico para- e orto-derivado denominado de Complexo Paraíba do Sul, e metassedimentos de uma cobertura terrígena plataformar do Proterozóico Médio ao Superior, que chamaram de Complexo Embu.

Theodorovicz *et al.* (1991) e Silva *et al.* (1991) reconheceram essencialmente os mesmos conjuntos a nordeste da cidade de São Paulo, os quais denominaram de Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico" (embasamento) e Complexo Embu (supracrustais da sequência metavulcano-sedimentar). Os litotipos e o grau e o tipo do metamorfismo são também semelhantes aos do Grupo Serra do Itaberaba, segundo Juliari (1992).

Juliani (1992) analisou alguns trabalhos efetuados no Complexo Embu (ou Paraíba), considerando haver grandes coerências nas propostas estratigráficas, uma vez que todos reconhecem um embasamento com seqüências metavulcano-sedimentares do grau médio superpostas, com filitos de baixo grau colocados sobre elas. Descreveu a geologia dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba e os dados sobre a associação de litotipos e o grau metamórfico das seqüências metavulcano-sedimentares dispostas a norte da Zona de Cisalhamento de Jundiá e sugeriu uma correlação entre todas estas seqüências vulcano-sedimentares, que estariam colocadas sobre um embasamento gnáissico-migmatítico. O conjunto estaria exposto em diferentes níveis crustais nos diferentes blocos geotectônicos e sobre estes colocar-se-ia o Grupo São Roque, possivelmente correlato aos filitos de Vieira (1989).

2. GEOLOGIA REGIONAL

As rochas supracrustais, granitóides e gnáissico-migmatíticas tradicionalmente consideradas como Grupo São Roque afloram continuamente sob a forma de uma faixa com pouco mais de 180 km de comprimento e 50 km de largura máxima, que se acunha no sentido nordeste até as proximidades de Monteiro Lobato (FIGURA 7). Ocorrem ainda no *horst* dômico de Araçoiaba da Serra, originado pela intrusão alcalina de Ipanema (Bistrichi *et al.*, 1981), já no domínio dos sedimentos da Bacia do Paraná.

FIGURA 7 - Esboço geológico regional. (1) Coberturas sedimentares paleozóicas a cenozóicas. (2) Rochas granitóides diversas. (3) Grupos Amparo, Paraíba do Sul e Itapira. (4) Grupo São Roque, incluindo terrenos gnáissico-migmatíticos a nordeste de posicionamento indefinido. (5) Grupo Serra do Itaberaba. (6) Complexo Embu (Paraíba). (7) Complexo Costeiro.

A faixa limita-se a norte com os complexos Amparo e Paraíba do Sul ou Igaratá, através das falhas de Jundiuvira (definida por Hasui, Penalva & Hennies, 1969 e estendida para nordeste por Algarte *et al.*, 1974a; Kaefer *et al.*, 1979) e de Itu (Hasui & Sadowski, 1976); a sul com o Complexo Embu, através das falhas de Taxaquara (Hennies, Hasui & Penalva, 1967b), Rio Jaguari e Monteiro Lobato (Cavalcante & Kaefer, 1974), e a oeste pelos sedimentos do Grupo Tubarão, de idade carbonífera.

O Grupo Amparo (Ebert, 1967, 1968), Associação Barbacena (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1979), Complexo Amparo (Bistrichi *et al.*, 1981) ou Complexo Igaratá (Campos Neto *et al.*, 1983b), é formado predominantemente por gnaisses com granada, hornblenda e biotita, migmatizados em intensidade variável, além de quartzitos, xistos, anfíbolitos, rochas cálcio-silicáticas e granulitos subordinados (Almeida *et al.*, 1981). Estão polideformados e polimetamorfisados, segundo Wernick, Hasui & Brito Neves (1978).

O reconhecimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Juliani, 1983; Grossi Saad & Barbosa, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984) levou alguns autores a não considerarem as rochas adjacentes às falhas de Itu e Jundiuvira como pertencentes ao Grupo Amparo e sim como terrenos alóctones, sobrepostos a ele (Campos Neto *et al.*, 1983b e Campos Neto *et al.*, 1984). Os metassedimentos encontrados nas proximidades da falha têm sido por vezes considerados como do Grupo Amparo - formações Ermida e Japi (Hasui *et al.*, 1978b) ou correlacionáveis ao Grupo São Roque (Simões, Valeriano & Morales, 1986; Oliveira, Morales & Campos, 1985; Dantas, 1990).

O termo Paraíba foi introduzido por Ebert (1967, 1968) e redefinido como Complexo Paraíba do Sul por Hasui *et al.* (1981). É formado principalmente por rochas gnáissicas e migmatitos polifásicos, com intercalações subordinadas de granulitos, xistos, quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas (Bistrichi *et al.*, 1981), dispostas a este/nordeste do Complexo Amparo. As rochas destas unidades teriam sido afetadas pelas mesmas deformações que afetaram o Grupo Amparo no Brasileiro (Campos Neto *et al.*, 1984; Tassinari *et al.*, 1988), mas foram consideradas como geradas por ciclos mais antigos. Ambas unidades foram englobadas no Conjunto Jundiá de Campos Neto & Basci (1983a).

O Complexo Embu (Hasui & Sadowski, 1976) seria constituído predominantemente por migmatitos ofalmiticos e com inclusões subordinadas de xistos e metabásicas (Bistrichi *et al.*, 1981), com núcleos possível-

mente mais antigos que os migmatitos brasileiros (Sadowski, 1974; Hasui & Sadowski, 1976; Tassinari *et al.*, 1988).

Na região a sudeste da Bacia de Taubaté, Fernandes (1991a, 1991b) identificou rochas essencialmente gnáissico-migmatíticas pertencentes ao embasamento do Complexo Embu, denominado de Complexo Rio Capivari. As rochas do Complexo Embu foram divididas nas unidades Redenção da Serra, Rio Una e Rio Paraíba. A noroeste e a sudeste da mesma bacia, Santoro, Ens & Nagata (1991) e Gimenez Filho *et al.* (1991) atribuíram a denominação de Complexo Paraíba do Sul para este embasamento e de Complexo Embu para as supracrustais. Theodorovitch *et al.* (1991) e Silva *et al.* (1991) também verificaram a mesma estruturação estratigráfica a nordeste da cidade de São Paulo, mas denominaram as rochas do embasamento de Complexo Granito-Gnáissico-"Migmatítico". Na região de Embu-Guaçu-Parcelheiros, Vieira (1989) encontrou apenas uma unidade de xistos (com contribuição vulcano-sedimentar) denominada de Xistos Santa Rita, com uma Unidade dos Sericita Xistos e Filitos superposta. Estas unidades e as da faixa São Roque/Serra do Itaberaba podem ser correlacionáveis, segundo Juliani (1992), aos grupos Itapira-Amparo.

Os blastomilonitos que afloram junto à Falha do Rio Jaguari foram denominados por Campos Neto *et al.* (1984) de Complexo Santa Isabel e associados ao Complexo Embu.

Na faixa das supracrustais propriamente ditas, duas grandes unidades podem ser individualizáveis: os grupos São Roque e Serra do Itaberaba.

O primeiro, como definido por Juliani, Schorscher & Beljavskis (1986), é constituído predominantemente por filitos róscos, alaranjados, castanhos ou avermelhados, quando alterados, e cinza esverdeados claros a escuros, quando frescos, com estruturação rítmica, bandada ou laminada, dadas pela alternância de leitos mais ou menos quartzosos. Muitas vezes estruturas primárias estão preservadas, como estratificação rítmica, gradacional e cruzada, marcas de ondas, estromatolitos, brechas sedimentares, etc. (Bettencourt & Wernick, 1976; Bergmann, 1988 e 1990; Hackspacher *et al.*, 1988; Pires *et al.*, 1990). Subordinadamente ocorrem metaconglomerados, metaróscos, metagrauvascas, quartzitos, calcário-xistos, calcários metamórficos e metabasitos, geralmente formando lentes de dimensões variadas. O conjunto dos litotipos está metamorfisado na fácies dos xistos verdes de baixa pressão, e às vezes com grau metamórfico mais elevado devido à ação termal de rochas granitóides.

O Grupo Serra do Itaberaba é caracterizado pela presença de grande variedade de metamorfitos, destacando-se volumetricamente aqueles originados por atividades vulcânicas e vulcanoclásticas. É formado por metapsamitos - predominando quartzitos puros a arcoseanos, metassedimentos químicos e/ou organo-químicos - formações feríferas e rochas cálcio-silicáticas, estes de ocorrência relativamente restrita, e por metapelitos e rochas metabásicas (com metaintermediárias e metavulcanoclásticas associadas) em maior abundância. Os litotipos encontram-se metamorfisados na fácies dos xistos verdes superior a anfíbolito, de pressão intermediária, localmente aproximando-se de seu limite superior, predominando a fácies anfíbolito médio. Lentes de rochas gnáissicas parecem corresponder a antigos corpos granitóides deformados. Alguns autores (Dantas *et al.*, 1984; Dantas, 1990) consideram que algumas destas rochas podem ser restos do embasamento da sequência.

A presença de cianita em diversas paragéneses minerais, ainda não reconhecida no Grupo São Roque *stricto sensu*, indicam uma das fases de metamorfismo, em condições de pressão relativamente mais elevadas (tipo Barrowiano) que no São Roque. O grupo também foi deformado mais intensamente e afetada um maior número de fases deformacionais que o anterior.

A idade dos grupos ainda não está bem estabelecida. Alguns autores consideram o Grupo Serra do Itaberaba como do Proterozóico Médio a Inferior, com o Grupo São Roque Brasileiro (Juliani, Beljavskis &

Schorscher, 1986), e outros como um único grupo, com sedimentação iniciada a pouco mais de 1,8 Ga e deformações, metamorfismo e granitogênese ocorridas principalmente no Proterozóico Superior (Tassinari *et al.*, 1988; Sadowski & Tassinari, 1988; Bergmann, 1988; Dantas, 1990).

As rochas granitóides ocupam grandes extensões da faixa pré-cambriana aqui abordada. São formadas por tipos diversos, geralmente porfiróides, de composição variando de granítica a granodiorítica, com características sin-, tardi- ou pós-tectônicas (Hasui, Carneiro & Bistrichi, 1978; Janasi & Ulbrich, 1985, 1989, 1991; Wernick & Galembeck, 1986).

A evolução cronológica e o posicionamento geotectônico dos granitóides, analisados por Wernick *et al.* (1985), Wernick & Galembeck (1986), Tassinari *et al.* (1988) e Janasi & Ulbrich (1991), mostram, em geral, granitóides cada vez mais velhos e gerados a profundidades maiores, no sentido sudeste-noroeste, para o Pré-Cambriano paulista.

Sobre as rochas mais antigas depositaram-se sedimentos cenozóicos das bacias de São Paulo e Taubaté, mais ou menos intensamente afetados por reativações dos grandes falhamentos do Pré-Cambriano paulista (Riccomini, 1989).

3. SITUAÇÃO GEOTECTÔNICA

A área estudada situa-se no contexto geotectônico do Sistema de Dobramentos Atlântico (Ferreira, 1971), Cinturão Ribeira (Hasui, Carneiro & Coimbra, 1975), Região de Dobramentos Sudeste (Hasui, Carneiro & Bistrichi, 1978; Schobbenhaus Filho *et al.*, 1984), ou na Província Mantiqueira de Almeida e Hasui (1984) e Hasui & Oliveira (1984).

O conjunto das rochas metamórficas foi inicialmente denominado de Paraibides (Ebert, 1967, 1968 e 1971b), distinguindo-o dos Araxaides, que infletiriam para noroeste. Posteriormente, Almeida *et al.* (1973) distinguiram o Cinturão Paraíba do Sul, de idade transamazônica, do Cinturão Ribeira, de idade brasileira, no qual os grupos São Roque e Açungui comporiam o Sistema de Dobramento de Apiaí, subnomeado por Hasui, Carneiro & Coimbra (1975) e Hasui, Carneiro & Bistrichi (1978) de faixas de dobramentos São Roque e Açungui.

De acordo com Schobbenhaus Filho *et al.* (1984), o Sistema de Dobramentos Sudeste tem sua área de exposição limitada a leste pelo Oceano Atlântico, a oeste pela cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná, e, a norte/noroeste, pelo Maciço Mediano de Guaxupé e pelo Cráton do São Francisco (FIGURA 8). Ocorrem ainda inseridos no sistema os crátons de Luís Alves e do Rio de la Plata.

A identificação de uma grande quantidade de falhamentos regionais no Estado de São Paulo, englobados na denominada Faixa Rúptil Paraíba do Sul (Braun, 1972, em: Almeida & Hasui, 1984; Braun, 1974), Zona de Transcorrência de São Paulo (Hasui, Carneiro & Coimbra, 1975), Sistema Mantiqueira (Cavalcante *et al.*, 1977), Faixa de Cisalhamento São Paulo (Hasui, Fonseca & Ramalho, 1984), Cinturão Rúptil Atlântico (Wernick & Galembeck, 1986) ou Sistema de Falhas Cubatão (Sadowski & Motidome, 1987), conduziu os estudos no sentido de estabelecer uma compartimentação do Pré-Cambriano em grandes blocos tectônicos limitados pelas falhas (Hennies, Hasui & Penalva, 1967; Hennies, Penalva & Hasui, 1969; Hasui, 1973; Campos Neto & Basci, 1982), por vezes agrupados em conjuntos (Hasui & Sadowski, 1976). O enfoque quase sempre adotado de pressupor história geológica distinta para blocos justapostos contribuiu muito para a geração de grande número de denominações das unidades litocestratigráficas, mesmo quando as unidades litológicas eram petrologicamente semelhantes e justapostas.

FIGURA 8 - Situação geotectônica da faixa estudada. (1) Maciço Mediano de Guaxupé, (2) Sistema de Dobramentos Sudeste/Ribeira, (3) Faixa de Dobramentos Brasília, (4) Cobertura fanerozoica da Bacia do Paraná, (5) Cráton do São Francisco, (6) Faixa São Roque/Serra do Itaberaba, com delimitação da área onde insere-se a parte estudada.

Hackspacher *et al.* (1989) admitiram ser possível que rochas aflorantes a norte da Zona de Cisalhamento de Itu-Jundiuvira pudessem pertencer ao Grupo São Roque e Dantas (1990), tendo concluído algo semelhante na região da Folha de Guarulhos, propôs que o Grupo São Roque deveria ser redefinido para poder abrigar tais litotipos em seu conjunto.

Analogamente, Juliani (1992) sugeriu uma correlação entre as diversas unidades pré-cambrianas da região de São Paulo, a despeito dos deslocamentos sofridos ao longo das falhas, que teriam provocado uma estruturação em blocos essencialmente posterior ao desenvolvimento dos grupos, como anteriormente proposto por Cavalcante & Kaefer (1974).

CAPÍTULO III

ESTRATIGRAFIA

Diversas propostas têm sido efetuadas, desde o final do século passado, para subdivisão dos terrenos pré-cambrianos do Estado de São Paulo, algumas delas estabelecendo correlações com as unidades de rochas supracrustais aflorantes em estados próximos.

Neste capítulo será discutida a evolução destas propostas, analisando-se mais detalhadamente as mais recentes, e será apresentada a litoestratigrafia elaborada para a região da Serra do Itaberaba.

1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A identificação de estruturas sedimentares em rochas metamorfizadas em baixo grau e sua utilização na caracterização da estratigrafia e dos paleoambientes deposicionais, tem se tornado comum, inclusive na Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (Bettencourt & Wernick, 1976; Bergmann, 1988, 1991; Hackspacher *et al.*, 1988; Pires *et al.*, 1990). Entretanto, a preservação destas estruturas é mais difícil em terrenos de mais alto grau, como os do Grupo Serra do Itaberaba, onde não ocorrem de forma abundante. Nestes terrenos as deformações intensas, geralmente com fortes transposições associadas, tendem a destruir ou reorientar as estruturas primárias, assim como a geometria dos corpos rochosos, dificultando as reconstituições estratigráficas.

No Grupo Serra do Itaberaba a foliação mais frequente é a da segunda fase de dobramentos, que transpôs fortemente tanto a foliação gerada pela fase anterior, como o acamamento sedimentar. Além destas, outros redobramentos, bandamentos diferenciados, descontinuidades ao longo de falhas ou de planos de transposição associados às dobras de primeira e segunda fases prejudicam ainda mais a reconstituição do empilhamento estratigráfico.

Entretanto, os dados de campo evidenciaram, como representado no mapa na escala 1:10,000 (ANEXO II), que, apesar da foliação mais evidente ser em geral uma S_2 , a reconstituição da geometria dos corpos rochosos foi, em grande parte, possível, pela definição dos contatos nas envoltórias das superfícies S_1 , como esquematizado na FIGURA 9.

FIGURA 9 - Esquema dos contatos litológicos definidos pela envoltória da S_1/S_0 . (A) Como traçados nos mapas, (B) comportamento real.

Relações análogas ocorrem entre S_0 e S_1 , mas as dobras desta fase são mais raramente encontradas, sugerindo que as deformações podem ter-se concentrado em partes das camadas (Jardim de Sá & Hackspacher, 1983), o que minimizaria os efeitos do tectonismo nas reconstituições litoestratigráficas.

Nestas circunstâncias as dobras verificadas internamente às camadas, como ilustradas na FIGURA 10, poderiam passar despercebidas no traçado dos contatos, inclusive podendo impossibilitar a caracterização das estruturas maiores se o mapeamento não for muito detalhado ou se as condições dos afloramentos não forem propícias.

FIGURA 10 - Representação esquemática de algumas das dobras intrafoliais verificadas em afloramentos.

Na situação (A), se o contato for traçado na envoltória, excluindo as regiões apicais, as relações estratigráficas mantêm-se inalteradas em corpos maiores. Nas situações (B) e (C) haveria repetição e inversão das camadas nas regiões apicais, que poderia não afetar a reconstrução estratigráfica, caso o contato fosse traçado na envoltória. Estas situações de flanco das dobras maiores podem, desta forma, não afetar tão intensamente a estratigrafia das camadas.

Com base nestas observações estruturais e nas associações litotípicas que caracterizam ciclos geológico-sedimentológicos, foram elaboradas e serão propostas subdivisões informais no Grupo Serra do Itaberaba.

2 PROPOSTAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A FAIXA SÃO ROQUE/SERRA DO ITABERABA

Na FIGURA 11 estão colocadas as propostas de subdivisão estratigráfica da Faixa (incluindo seus posicionamentos cronoestratigráficos). Muitas delas incluem, ainda, informações sobre o que seria seu embasamento. As principais referências, nas quais constam as nomenclaturas propostas, estão também listadas na figura.

A primeira subdivisão informal destes terrenos foi efetuada por Derby (1878, 1879) no Estado do Paraná, quando denominou os terrenos gnáissico-migmatíticos de série (*metamorphica*) *crystallina*, do Arqueano, e as rochas supracrustais de série (*metamorphica*) *não crystallina*, colocada no Siluriano Médio, ou talvez no Cambriano.

Oliveira (1888) chamou os terrenos arqueanos de *Primeira Série* e os metassedimentos de *Segunda Série*, posicionada no Algonquiano. Esta foi posteriormente denominada de *Série da Serra do São Francisco* por Oliveira (1889a).

Muitos autores consideram que a primeira denominação de São Roque seria devida a Campos (1889) ao referir-se às camadas de São Roque com conotação litoestratigráfica. Entretanto, ao estudar os calcários da região de Sorocaba, julgou-os serem "a continuação das camadas de São Roque", ou seja, sem atribuir a denominação importância litoestratigráfica.

Ao registrar o nome de *Série do Assunguy*, Oliveira (1916) a posicionou no Ordoviciano (mas considerou que poderia ser até siluriana) e colocada sobre o *Complexo Crystallino*, do Arqueano. A série seria formada por xistos argilosos pouco metamorfisados, freqüentemente muito alterados pela ação atmosférica, quartzitos e calcários, superposta aos xistos do cristalino da Serra do Mar.

Branner (1919) introduziu a denominação de **Complexo Brasileiro** para o Arqueano e posicionou a **Série Minas e correlatas** (incluindo aí as supracrustais de São Paulo e do Paraná) no Cambriano.

ARQUEOZOICO		PROTEROZOICO INFERIOR		PROTEROZOICO MÉDIO		PROTEROZOICO SUPERIOR		FANEROZOICO					
PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR		PRÉ-CAMBRIANO		PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO		PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR		CAMBRIANO		SILURIANO		ORDOVICIANO	
ARQUEANO		ALGONDUIANO		ALGONDUIANO		ALGONDUIANO		ALGONDUIANO		ALGONDUIANO		ALGONDUIANO	
Série (metamórfica) cristalina										(7) ←		Série (metamórfica) não cristalina	
Primeira Série												(1) Deby (1878) Paraná	
												(2) Oliveira (1898)	
												(3) Oliveira (1898)	
Arqueano (gnáisses e xistos)												(4) Deby (1898)	
Complexo Brasileiro												(5) Branner (1919)	
Complexo Cristalino												(6) Oliveira (1916a, b, c)	
Complexo Cristalino Brasileiro ou Brasileiro												(7) Moraes Rego (1930a)	
Complexo Archeano ou Brasileiro												(8) Moraes Rego (1933b)	
Complexo Cristalino												(9) Barbosa (1935a, b)	
Complexo Cristalino Brasileiro												(10) Guimarães (1936b)	
Complexo Cristalino												(11) Moraes Rego (1937)	
Complexo Brasileiro		(7) Xistos		Série de São Roque						(7) ←		Série do Assunguy	
Complexo Cristalino (7) ←				Série de São Roque		(7) ←		Série de São Roque ou Série São Roque					
Complexo da Serra do Mar (7) ←				Série Apungui ou Pré-Apungui		(7)		Formação Ribeira ou Série Apungui				(14) Coutinho & Takeda (1955)	
Complexo Brasileiro ou Cristalino								Grupo São Roque				(15) Lefèvre <i>et al.</i> (1955)	
Granitos Metastase e dimorfos gnáisses												(16) Guimarães (1954)	
Complexo Cristalino				Série de São Roque								(17) Gomes, Dutta & Dosterwick-Gestuche (1968)	
								Grupo Apungui				(18) Coutinho (1968a)	
								Grupo Apungui - Apungui				(19) Gomes (1971)	
Complexo Cristalino (7) ←				(7) ←		Grupo Apungui - São Roque - Formação Voluveira						(20) Coutinho (1971a)	
Complexo Gráfico						Grupo São Roque						(21) Coutinho (1971b)	
		Complexo Gráfico-Migmatítico				Grupo Apungui						(22) Almeida <i>et al.</i> (1974a)	
				(7)		Grupo São Roque		Formação Boturuna		Formação Piagibu		(23) Hasui, Sadowski & Carneiro (1975)	
				(7)		Grupo São Roque - Formação Italcoca						(24) Hasui (1981)	
						Metagranitos com metapelitos e metabasitos		Metapelitos Metapelitos líticos				(25) Carneiro <i>et al.</i> (1982)	
						Grupo São Roque		Formação Piagibu				(26) Coutinho <i>et al.</i> (1982)	
						Sequência Vulcano-Sedimentar de Itaberaba		Formação Piagibu				(27) Juliani & Belleville (1985)	
						Grupo São Roque		Sequência Inferior		Sequência Superior		(28) Campos Neto & Bassi (1983)	
						Complexo Embu ou Pré-São Roque (7)		Grupo São Roque				(29) Campos Neto <i>et al.</i> (1983a)	
						Grupo São Roque		Unidade Vulcano-Sedimentar Basal		Unidade de Metasedimentos Rítmicos		(30) Dantes <i>et al.</i> (1986)	
								Formação Jaraguá		Formação Boturuna		Formação Piagibu	
						(7)		Grupo São Roque				(31) Juliani, Belavskia & Schorcher (1986)	
						Grupo Serra do Itaberaba		Sequência Vulcano-Sedimentar de Itaberaba				(32) Frazão <i>et al.</i> (1987)	
						Formação Piagibu		Formação Boturuna		Formação Piagibu		(33) Bergmann (1988)	
						Complexo São Roque		Grupo São Roque				(34) Sadowski & Tassinari (1988)	
						Grupo São Roque		Grupo São Roque				(35) Hasui <i>et al.</i> (1988)	
Grupo Ribeira						(7)		Grupo São Roque				(36) Hackscher <i>et al.</i> (1989)	
		Grupo Itapira						Grupo São Roque				(37) Coutinho & Lacerai (1989)	
		Grupo São Roque										(38) Dantes (1990)	
Complexo Gráfico-Migmatítico		Grupo São Roque										(39) Bergmann (1990)	
Grupo Amparo - Unidade Inferior		Grupo Itapira - Unidade Superior		Unidade Inferior		Unidade Superior		Unidade Superior					
		Unidade Vulcano-Sedimentar Basal		Unidade Clástica Turbidítica Superior		Unidade Alóctone							

Roque, consideradas, portanto, homólogas, mas com a prioridade do nome para a última, que teria sido anteriormente denominada por Gonzaga de Campos em 1923 (Campos, 1925), o que não foi comprovado nesta pesquisa.

A **Série de São Roque** ou a **Série São Roque** foi aceita pelos estudiosos, apesar de muitas vezes admitirem como prioritário o nome **Açungui**. Entretanto, muitos ponderaram que a denominação **Série de São Roque** deveria ser mantida somente até a constatação da continuidade entre os metassedimentos situados a norte-nordeste da Cidade de São Paulo e aqueles do Vale do Ribeira.

As rochas supracrustais do Estado de São Paulo foram consideradas algonquianas, com dúvidas se não seriam cambrianas, por Moraes Rego (1933b), posicionadas sobre o **Complexo Arqueano** ou **Complexo Brasileiro**. Alguns autores modernos alegam que neste trabalho teriam sido sugeridas seqüências inferior e superior para a **Série de São Roque**, pois o autor registrou que as rochas calcárias pareceriam dispor-se em um único horizonte estratigráfico e que afloravam no topo de estruturas dobradas erodidas. Entretanto, Moraes Rego afirmou, na página 17: "...tendo em vista a complexidade de estrutura, fica afastada actualmente qualquer tentativa de divisão da série em andares...".

Barbosa (1936a, 1936b) adotou a denominação de **Complexo Cristalino** para o Arqueano e posicionou a **Série de São Roque** no Proterozóico Inferior.

No trabalho do IGG (1947) a **Série de São Roque**, essencialmente algonquiana, foi colocada sobre uma unidade de xistos, de limites incertos, mas posicionado entre o Algonquiano Inferior e o Arqueano Superior, que estaria sobre o **Complexo Brasileiro**, mais antigo.

A mesma dúvida com relação aos xistos foi expressada por Coutinho (1955), que considerou ser possível que fossem mais antigos que a **Série de São Roque**, situados no Algonquiano Médio-Inferior, ou mesmo pertencentes ao **Complexo Cristalino**.

Coutinho & Takeda (1955) mantiveram a mesma concepção cronológica anterior, mas redenomina-ram as unidades **Complexo da Serra do Mar**, **Série Açungui** ou **pré-Açungui** e **Formação Ribeira** ou **Série Açungui**.

Lefevre *et al.* (1963) introduziram a denominação de **Grupo São Roque**, do Pré-Cambriano Superior, e para o embasamento arqueano mantiveram nomes de **Complexo Brasileiro** ou **Cristalino**, subdivididos numa unidade superior de metassedimentos e outra inferior de granitos e gnaisses. Posteriormente, Marini, Trein & Fuck (1967) alteraram para **Grupo Açungui** a série homônima.

O termo de **Série de São Roque** foi mantido por Guimarães (1964), mas posicionado no Proterozóico Médio.

Neste período os metassedimentos associados às rochas gnáissico-migmatíticas da região de Embu-Guaçu, Mogi das Cruzes, da Serra do Japi e de Atibaia foram consideradas como pertencentes à **Série de São Roque** por diversos pesquisadores, entre eles Moraes Rego (1944a, 1944b, 1944d), Knecht (1950g) e Vандoros & Franco (1966).

Até este período, a denominação **São Roque** foi mantida por ser desconhecida a presença de metassedimentos na região de Pilar do Sul, o que indicaria a continuidade física entre as unidades. Entretanto, deveriam ser denominadas de **Grupo Açungui**, por ser este o nome consensualmente prioritário para os pesquisadores da época. A descoberta dos metassedimentos naquela região conduziu a uma tendência de abandono do nome **São Roque**, mas alguns estudiosos preferiram denominar as unidades de **São Roque-Açungui** ou **Açungui-São Roque**, como pode ser verificado a seguir e na FIGURA 11.

Cronologicamente colocados no Pré-Cambriano Superior, os metassedimentos das proximidades de São Paulo foram denominados de Grupo Açungui por Gomes, Dutra & Oosterwick-Gastuche (1968), Grupo Açungui - Formação Votuverava por Coutinho (1968a), Grupo São Roque - Açungui por Gomes (1971), Grupo Açungui - São Roque - Formação Votuverava por Coutinho (1971a), Grupo São Roque por Coutinho (1971b) e Grupo Açungui por Algarte *et al.* (1974a), sendo que nestes dois últimos foram atribuídos, respectivamente, os nomes de Complexo Gnáissico (Arqueano) e Complexo Gnáissico-Migmatítico (Proterozóico Inferior) para as rochas do seu embasamento.

Após a descoberta da Falha de Taxaquara por Hennies, Hasui & Penalva (1967a, 1967b), reconheceu-se não ser possível a manutenção do nome Grupo São Roque, apesar deste ter evolução deformacional distinta da do Grupo Açungui e de estarem limitados por grande zona de transcorrência.

A revisão dos problemas concernentes à evolução dos grupos São Roque e Açungui levou Hasui (1975a, 1975b) a retomar a denominação de Grupo São Roque, adotada de forma quase unânime nas publicações subseqüentes. Tal revisão baseou-se na premissa de que grandes blocos crustais ou conjuntos deles, limitados por grandes falhas, teriam evoluções geológicas distintas, justificando, portanto, nomes distintos. Este conceito arraigou-se na comunidade geológica e pode ser bem reconhecido no Mapa Geológico do Estado de São Paulo de Bistrichi *et al.* (1981).

O Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus foi subdividido por Hasui, Sadowski & Carneiro (1976) em Formação Boturuna, Inferior (formada por metapelitos com lentes de quartzitos na base e rochas carbonáticas no topo), e na Formação Piragibu, Superior (filitos rítmicos com alternâncias de filito e quartzito de caráter *flyschóide*) (FIGURA 12). Consideraram ainda que os metaconglomerados, três ocorrências de metavulcânicas e metassedimentos da fácies anfibolito poderiam pertencer ao embasamento do Grupo e que estas unidades poderiam também ser identificadas no Grupo Açungui (as colunas litoestratigráficas apresentadas para os dois grupos são, inclusive, muito semelhantes).

Hasui (1981) correlacionou o Grupo São Roque à Formação Itaiacoca do Grupo Açungui, tendo aventado ainda a possibilidade de que os terrenos de mais alto grau metamórfico poderiam pertencer a uma unidade Pré-São Roque.

Coutinho *et al.* (1982) consideraram que as rochas aflorantes na Serra do Itaberaba pertenceriam às unidades basais do Grupo São Roque, que no local seria subdivisível em uma seqüência vulcano-sedimentar inferior, com vulcânicas ou subvulcânicas básicas e seus tufos, bem como camadas argilosas, margas e sedimentos quínicos e uma superior, com sedimentos carbonáticos e ritmitos silto-argilosos, os quais poderiam corresponder a depósitos do tipo *flysch*. Estes conjuntos foram, respectivamente, correlacionados às Formações Boturuna e Piragibu.

Juliani & Beljavskis (1983) propuseram a subdivisão do Grupo São Roque na mesma região, englobando essencialmente os mesmos conjuntos de litotipos descritos anteriormente nas unidades Superior (parcialmente correlacionável com a Formação Piragibu) e Inferior, vulcano-sedimentar (FIGURA 12). Sugeriram uma bacia provavelmente tafrogênica e ensialica para deposição do Grupo, bem como possíveis discordâncias entre as unidades.

Carneiro *et al.* (1982) e Carneiro (1983) propuseram para a região compreendida entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais grandes pacotes de rochas denominadas, da base para o topo, de metapsamitos ímpuros (metarcóseos, metarenitos, metagrauvacas, anfibolitos, metaconglomerados, quartzitos, calcários e rochas subvulcânicas riodacíticas), metapelitos, com uma subunidade intercalada de metamargas e prováveis

metatufos (filitos laminados e grafitosos, quartzitos, micaxistos, xistos porfiroblásticos, xistos com intercalações de metarenitos, rochas cálcio-silicáticas, anfíbolitos, possíveis metatufos, anfíbolitos bandados, calcários e dolomitos) e de **metapsamitos rítmicos** (metarenitos conglomeráticos, filitos laminados, metarcóscos, anfíbolitos, metarenitos bandados), como pode ser observado na FIGURA 12.

Na continuidade das supracrustais a nordeste da Serra do Itaberaba, Campos Neto *et al.* (1983a) definiram uma **unidade vulcano-sedimentar basal**, com anfíbolitos na base e metarritmitos com intercalações de hematita quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e anfíbolitos no topo, e uma **unidade de metassedimentos rítmicos**, superior, constituída por metarcóscos e metarenitos rítmicos, micaxistos e filitos com intercalações de quartzito (FIGURA 12). A possibilidade da existência de rochas pertencentes a um conjunto **Pré-São Roque** (que poderia ser o Complexo Embu), foi aventada por Campos Neto & Basei (1983b) para a mesma região.

Dantas *et al.* (1984) consideraram que os litotipos existentes na região da folha de Guarulhos poderiam ser englobados em um **pacote basal** com rochas cálcio-silicáticas, anfíbolitos e metapelitos com intercalações de quartzitos e em um **pacote pelítico** com leitos quartzíticos e raras lentes de rochas cálcio-silicáticas e anfíbolíticas. Sobre estes dispor-se-ia um **pacote superior** formado por metarenitos bandados e filitos laminados. Todo conjunto assemelhar-se-ia às propostas de Carneiro *et al.* (1982) e Carneiro (1983). Dantas *et al.* (1986) propuseram a estes pacotes a hierarquia estratigráfica de formações, respectivamente denominadas de **Jaraguá**, **Boturuna** e **Piragibu** (FIGURA 12) e Dantas (1990) posicionou cronologicamente o conjunto no Proterozóico Médio, subdividido apenas em unidades **Inferior** e **Superior**. Também reconheceu rochas ortognáissicas miloníticas e blastomiloníticas que pertenceriam ao embasamento do Grupo São Roque, correlacionados aos **Grupos Amparo** (Unidade Inferior) e **Itapira** (Unidade Superior) ou ao **Complexo Gnáissico-Migmatítico**, com idade proterozóica inferior a arqueana (FIGURA 12).

Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) propuseram que as unidades superior e inferior essencialmente descritas por Juliani & Beljavskis (1983) constituiriam dois grupos distintos, denominados de **São Roque** (*stricto sensu*) e **Serra do Itaberaba**, tendo sido sugerida para o primeiro evolução no Ciclo Brasileiro, e no Proterozóico Médio a Inferior para o segundo. Para a mesma área, Frasca *et al.* (1987) utilizaram a denominação de **Seqüência Vulcano-Sedimentar de Itaberaba**, que teria se formado em ambiente do tipo *rift*, de modo análogo às colocações de Juliani & Beljavskis (1983) e de Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), mas não opinaram sobre a idade da seqüência.

Devido à datação dos metarioradacitos do Morro do Polvilho (Van Schumus, Tassinari e Cordani, 1986), o Grupo São Roque passou a ser considerado como depositado no Proterozóico Médio, com evolução até o final do Ciclo Brasileiro. Nesta concepção, Bergmann (1988) propôs a subdivisão do Grupo, da base para o topo, nas formações **Pirapora**, com vulcânicas e piroclásticas e um **Membro Carbonático** (incluindo *cálcio-filitos*), **Estrada dos Romeiros**, com os membros **Arenoso** e **Pelítico** (constituídos por metapelitos e metapsamitos rítmicos) e **Boturuna**, com os membros **Arcosceno** e **Ortoquartzítico** e dois **membros vulcânicos** intercalados (FIGURA 12). Estas formações foram redenominadas de **Unidade Vulcano-Sedimentar Basal**, **Unidade Clástica Turbidítica Superior** e **Unidade Clástica Alóctone** por Bergmann (1991).

Fig. 3 - Esquema litoestratigráfico para o Grupo São Roque.

Fig. 4 - Estratígipo da Formação Pirapora no corpo de Pirapora do Bom Jesus.

Fig. 5 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 6 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 7 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 8 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 9 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 10 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 11 - Estratígipo da Formação Pirapora a E de Santana do Parnaíba.

Fig. 12 - Principais propostas de colunas litoestratigráficas para Faixa São Roque/Serra do Itaberaba.

FIGURA 12 - Principais propostas de colunas litoestratigráficas para Faixa São Roque/Serra do Itaberaba. (A) Hasui, Sadowski & Carneiro (1976), (B) Carneiro (1983), (C) Campos Neto *et al.* (1983a), (D) Juliani & Beljavskis (1983), (E) Dantas *et al.* (1986), (F) Dantas (1990), (G) Bergmann (1988).

Sadowski & Tassinari (1988) propuseram a alteração de *status* de grupo para **Complexo São Roque**, subdividido no **Grupo Itaberaba**, basal e o **Grupo São Roque**, superior, do Proterozóico Médio. O primeiro corresponderia ao Grupo Serra do Itaberaba e à Formação Pirapora e o segundo ao Grupo São Roque de Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) e às formações Estrada dos Romeiro e Boturuna como definidos por Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) e Bergmann (1988).

Baseado no cisalhamento dúctil que afetou os diversos litotipos do Pré-Cambriano Paulista, Hasui *et al.* (1988) propuseram a denominação de **Grupo Ribeira**, do Arqueano, para uma série de terrenos, incluindo aí a região da Serra do Itaberaba, que seria constituída por seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt*. Sobre esta unidade ocorreria o **Grupo São Roque**, do Proterozóico Médio.

Hackspacher *et al.* (1989) atribuíram a evolução do **Grupo São Roque** no Proterozóico Superior, mas consideraram que a sedimentação poderia ter-se iniciado no final do Proterozóico Médio. Os metassedimentos de mais alto grau, aflorantes a norte da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, foram considerados como do Grupo Itapira, do Proterozóico Inferior.

3. PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA A REGIÃO DAS SERRAS DO ITABERABA E DA PEDRA BRANCA

A estratigrafia básica adotada neste trabalho é a de Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), ou seja, considerou-se a seqüência metavulcano-sedimentar basal como Grupo Serra do Itaberaba, sobre a qual depositou-se o Grupo São Roque *stricto sensu*.

O Grupo Serra do Itaberaba foi subdividido nas formações **Morro da Pedra Preta**, **Pirucaia** e **Nhanguçu**, esta no topo do Grupo, de acordo com o Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986b), ou seja, são unidades litoestratigráficas constituídas por um ou mais tipos de rochas, destacável das unidades adjacentes e mapeáveis na escala 1:25.000. Dentro destes critérios, seria ainda possível subdividir estas formações em membros, uma vez que foram cartografados corpos rochosos bem definidos e distintos, inseridos nas formações. Entretanto, optou-se por não subdividi-las, especialmente pelas dificuldades encontradas em individualizar com segurança, os metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta, nas unidades inferior e superior aos derrames vulcânicos.

A associação de duas ou mais formações, cumprindo os regulamento do Art. B.8, Pár. 1º, 2º, 3º e 4º do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986a) deve ser denominada de grupo, motivo pelo qual foi adotado este *status* hierárquico.

Justifica também esta proposta o fato de que diversos autores têm reconhecido que as unidades superiores do Grupo correspondem a uma seqüência deposicional de ambiente sedimentar e geotectônico distinto (Coutinho *et al.*, 1982; Juliani & Beljavskis, 1983; Carneiro, 1983; Dantas *et al.*, 1984, 1986; Juliani, Beljavskis & Schorscher, 1986; Bergmann, 1988, 1991; Dantas, 1990), inclusive tendo alguns destes autores registrando possíveis discordâncias.

A questão pendente sobre qual foi o hiato de tempo existente entre os dois grupos não é critério restritivo em uma proposta de subdivisão litoestratigráfica, que não deve considerar os conceitos cronológicos (Petri *et al.*, 1986a).

A seleção dos nomes foi feita em função dos topônimos locais, ou seja: Grupo Serra do Itaberaba, em função da serra onde afloram os litotipos, formações Morro da Pedra Preta, Pirucaia e Nhanguçu, referindo-se às

elevações topográficas homônimas e Grupo São Roque - Formação Piragibu, em concordância com a definição de Hasui, Sadowski e Carneiro (1976) e demais trabalhos já referidos, com modificações.

Segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, haveria a possibilidade de agrupar o conjunto das rochas supracrustais em um Supergupo, o que não foi feito em função da limitada exposição do Grupo São Roque na área estudada. Desta forma o nome original não deveria ser utilizado na categoria inferior. Entretanto, é este um nome consagrado para os metassedimentos de mais baixo grau, não devendo, portanto, ser substituído, motivo pelo qual as novas denominações foram acrescentadas aos conjuntos de litotipos que se distinguem do Grupo São Roque do senso comum. Neste contexto, deve-se registrar ainda que o termo **Serra do São Francisco** (Oliveira, 1882) é prioritário ao São Roque e portanto poderia ser adotado para estas unidades, o que não parece recomendável face à exposição de rochas graníticas nesta serra, inclusive identificadas por este nome.

Assim, na região estudada, aflora o Grupo Serra do Itaberaba e o Grupo São Roque. O Grupo Serra do Itaberaba é composto pelas seguintes formações:

A **Formação Morro da Pedra Preta**, basal, é constituída essencialmente por metabasitos e xistos diversos (em parte subjacentes às metavulcânicas), com rochas metavulcanoclásticas, cálcio-silicáticas, metassedimentos quartzosos e grafitosos, formações ferríferas, rochas metagênicas intermediárias a ácidas, metabasaltos e metatufos alterados hidrotermalmente e metassomatizados pré-metamorfismo e marunditos subordinados. O ambiente deposicional é vulcano-sedimentar marinho de águas profundas.

A **Formação Nhanguçu**, colocada sobre a anterior com aparentes discordâncias locais, constitui-se numa unidade essencialmente clasto-química, com metassedimentos ricos em óxidos-hidróxidos de ferro, xistos peraluminosos, algumas lentes de rochas carbonáticas e alguns corpos menores de metabasitos e metavulcanoclásticas. O conjunto teria sido depositado em ambiente marinho de águas mais rasas, com pouca atividade vulcânica.

A **Formação Pirucaia** é essencialmente quartzítica, e parece corresponder às fácies marginais da bacia, podendo ser cronocorrelata à Formação Morro da Pedra Preta, e até mesmo à Formação Nhanguçu. Provavelmente foi depositada em ambiente litorâneo.

O **Grupo São Roque - Formação Piragibu** seria constituído predominantemente por metassedimentos rítmicos, em parte arcoescanos, com quartzitos, metabasitos, rochas vulcanoclásticas subordinadas e metaconglomerados e metabrechas na base. O ambiente deposicional foi também marinho de águas rasas, localmente um pouco mais profundas, com pouca atividade vulcânica.

Devido à ausência de secções com afloramentos contínuos, não foi possível a definição de estratotipos para as formações, mas a litoestratigrafia pode ser observada nas secções geológicas do ANEXO I.

4. CORRELAÇÕES

A coluna estratigráfica proposta pode ser vista na FIGURA 13.

Diversas correlações entre as unidades litoestratigráficas têm sido tentativamente propostas, mas as diferenças entre as unidades consideradas, e não as semelhanças, são muitas vezes o característico mais marcante.

A região estudada, por exemplo, mostra associações e litotipos próprios, não descritos em outras partes da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba.

Entretanto, alguns traços gerais podem ser definidos, não somente na Faixa, mas também com os litotipos do Grupo (Complexo) Itapira e do Complexo Embu (Paraíba).

FIGURA 13 - Coluna litoestratigráfica proposta.

De modo geral as seqüências vulcano-sedimentares que consensualmente ocorreriam na base do Grupo têm sido correlacionadas à Formação Boturuna de Hasui, Sadowski & Carneiro (1976).

Carneiro (1983), Coutinho *et al.* (1982) e Dantas (1990) chamaram a atenção para estas semelhanças em seus trabalhos, mas a definição original da Formação Boturuna não inclui as rochas metabásicas (que foram apenas indicadas no desenho da coluna estratigráfica 1, do Sinclínio de Pirapora), nem tampouco os metaconglomerados polimíticos (foi apenas mencionada a existência de "...pelo menos um conglomerado intraformacional na parte inferior da coluna..."). As rochas vulcânicas (pelo menos três ocorrências), os metaconglomerados polimíticos e os metassedimentos da fácies anfibolito foram sugeridos como pertencentes ao embasamento do Grupo São Roque. Ademais, Hasui, Sadowski e Carneiro (1976) incluíram na sua definição os quartzitos da Serra do Boturuna como situados na parte basal do Grupo, demonstrado por Bergmann (1988) não situar-se neste nível estratigráfico. Por outro lado, a redefinição da Formação Boturuna feita por Bergmann (1988) incorporou o conceito colocado na definição original (Hasui, Sadowski & Carneiro, 1976), ao posicionar a seqüência metavulcano-sedimentar (Formação Pirapora) sob os metapelitos, ritmitos e quartzitos, apesar das diferenças nas definições das outras unidades, e quanto ao hiato de tempo e a evolução em ciclos geotectônicos.

Desta forma, as correlações com a Formação Boturuna colocadas nos trabalhos de Carneiro (1983), Coutinho *et al.* (1982) e Dantas (1990), entre outros autores, somente são possíveis se a unidade for redefinida, para inclusão dos tipos litológicos descritos, bem como seus posicionamentos estratigráficos relativos.

Assim, parece ser recomendável o abandono do nome Formação Boturuna para as unidades basais do Grupo São Roque, ou sua utilização segundo a concepção de Bergmann (1988).

O Grupo Serra do Itaberaba não pode ser correlacionado formalmente com as unidades descritas por Hasui, Sadowski & Carneiro (1976), a não ser parcialmente ao conjunto de litotipos sugerido como embasamento do Grupo São Roque, desde que fossem desconsiderados os metaconglomerados na definição original e que fossem incorporados na unidade os litotipos não citados por Hasui, Sadowski & Carneiro (1976), mas presentes na Serra do Itaberaba.

O Grupo São Roque *sensu strictu* correlacionar-se-ia parcialmente com a Formação Piragibu dos autores acima quanto aos litotipos predominantes, mas na região da Serra do Itaberaba ocorrem nas partes basais metaconglomerados e metabrechas e rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas, inexistentes na definição original. Assim, propõe-se a redefinição desta Formação, que, na região da Serra do Itaberaba, incluiria os litotipos acima citados e corresponderia às porções basais do Grupo São Roque. A ocorrência de metabasitos na base do pacote de metapelitos de baixo grau foi também observada por Santoro *et al.* (1988) na região de Cajamar-Jordanésia. Naquele local este pacote está colocado sobre a unidade de micaxistos e xistos porfiroblásticos da fácies anfibolito e mais intensamente deformados, sugerindo que a Formação Piragibu, tal qual redefinida, pode ter continuidade mais a oeste/sudeste da Serra do Itaberaba.

Com relação aos trabalhos de Coutinho *et al.* (1982), o Grupo São Roque conforme aqui definido corresponde à unidade superior denominada P+SFr e o Grupo Serra do Itaberaba ao restante das unidades, inferiores à primeira. Na concepção de Juliani e Beljavskis (1983) as correspondências são, respectivamente, com a Seqüência Superior e com a Seqüência Inferior, excluindo-se da primeira os corpos de rochas carbonáticas e de xistos peraluminicos, agora colocados como parte da Formação Nhanguçu, do topo do Grupo Serra do Itaberaba.

Haveria também boa correlação, apesar da ausência de vários litotipos, do Grupo Serra do Itaberaba com a Unidade Vulcano-Sedimentar Basal de Campos Neto *et al.* (1983a) e do Grupo São Roque com a Unidade dos Metassedimentos rítmicos.

Com os trabalhos de Carneiro *et al.* (1982), Carneiro (1983) e Carneiro Hasui e Dantas (1984) haveria correlação parcial entre o pacote dos Metapsamitos Impuros e o Grupo Serra do Itaberaba, mas faltaria neste as unidades de metaconglomerados polimíticos, metarcóseos, metarenitos, metagrauvacas, calcários e rochas metavulcânicas amigdaloidais. Os quartzitos presentes em ambas unidades são, entretanto, menos abundantes no Grupo Serra do Itaberaba. Haveria também uma possível correlação parcial o pacote dos Metapsamitos Rítmicos e da Unidade dos Metapelitos com o Grupo São Roque, mas com muitas diferenças de litotipos e de associações. Estas grandes diferenças podem ser devidas à variações de fácies entre as porções da bacia representadas nas diferentes regiões, ou mesmo a problemas concernentes à reconstituição estratigráfica.

Outros trabalhos com estratigrafia geral e litotipos semelhantes aos descritos por Carneiro (1983) são os de Bistrichi *et al.* (1982), Bistrichi (1982), Santoro *et al.* (1982, 1984) e Santoro (1984, 1986).

A associação de litotipos descrita por Dantas *et al.* (1984 e 1986) e Dantas (1990) na região de Guarulhos mostra muita semelhança com os trabalhos anteriormente discutidos. Sua Unidade Inferior (ou Formação Jaraguá) corresponderia aos pacotes de Metapsamitos Impuros, Metapelitos, Metamargas e Prováveis Metatufos, estando faltando as rochas calcárias. Os metapsamitos impuros estariam também menos representados na região de Guarulhos-Mairiporã (Dantas, 1990). A base da Unidade Superior (SsFb), segundo o mesmo autor, corresponde aos filitos rítmicos do topo do pacote metapelítico e o pacote dos Metapsamitos Puros relacionar-se-ia aos metarenitos bandados (SsMt) e aos metarritmitos pelítico-psamíticos (SsMr) da Unidade Inferior, mas sem intercalações de Anfibolitos.

Dantas (1990) considerou sua Unidade Inferior como correspondente ao Grupo Serra do Itaberaba, do qual se destacaria pela maior quantidade de rochas cálcio-silicáticas, menor quantidade de rochas metavulcanoclásticas, e ausência de formações ferríferas. De fato, a correlação seria possível, mas ainda assim, não ocorrem em Guarulhos-Mairiporã os litotipos da Formação Nhanguçu (talvez apenas as rochas cálcio-silicáticas do topo correspondam a parte dela), além de ocorrer filitos laminados avermelhados e metarenitos marrons, não descritos na Serra do Itaberaba. A repetição dos litotipos carbonáticos em diversos horizontes também não encontra correspondência na Serra do Itaberaba. A porção basal da sequência descrita por Dantas (1990) é semelhante à Formação Morro da Pedra Preta, mas tem bancos de quartzito feldspático com metabrechas basais, metarcóseos e pequenas lentes de metaconglomerados inexistentes na Formação Morro da Pedra Preta. Depreende-se também da coluna litoestratigráfica que as rochas metabásicas seriam essencialmente intrusivas nos metassedimentos, o que não encontra similaridades no Grupo Serra do Itaberaba, onde predominam rochas metavulcânicas. Estas diferenças podem, entretanto, estar eventualmente relacionadas a variações na paleogeografia da bacia, que se tornaria mais rasa e plataformar no sentido noroeste, ou mesmo devido aos grandes falhamentos que complicaram em muito as reconstituições estratigráficas na região de Guarulhos-Mairiporã (Dantas, 1990). Por outro lado, a Unidade Superior guarda grandes semelhanças com o Grupo São Roque, ainda que falem as metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas e metaconglomerados na base, além de ocorrer metapsamitos em muito maior quantidade.

A correlação com os trabalhos de Bergmann (1988, 1990) é mais difícil. A Formação Pirapora ou Unidade Vulcano-Sedimentar Basal corresponde apenas às partes da Formação Morro da Pedra Preta compostas por metavulcânicas básicas com lentes de rochas cálcio-silicáticas no topo. Mas as metavulcânicas da Serra do Itaberaba correspondem a rochas depositadas em ambiente marinho de águas relativamente profundas (Juliani, Beljavskis & Schorscher, 1986) e as da Formação Pirapora correspondem a uma ilha vulcânica oceânica. Também ocorrem nesta Formação cálcio-filitos, estromatólitos, arenitos, com estruturas sedimentares de águas

rasas (Bettencourt & Landim, 1974; Bettencourt & Wernick, 1976; Bergmann, 1988), depositados ao redor da ilha vulcânica (Bergmann, 1988; Coutinho e Lazzari, 1989), que não foram encontrados no Grupo Serra do Itaberaba. Bergmann (1991) afirmou ser o ambiente deposicional de águas marinhas profundas, reconsiderando suas opiniões anteriores. Mas uma ilha vulcânica de lavas de composição basáltica estrutura-se sobre uma base de grande diâmetro, o que deveria implicar em expressivas variações faciológicas laterais nos arredores, especialmente na Formação Estrada dos Romeiros, como também durante o preenchimento da bacia em geral. Isto não ocorre, sugerindo terem sido as águas rasas ou podendo até mesmo serem as rochas vulcânicas intrusivas nas seqüências de pelitos. As demais unidades não têm, aparentemente, correspondência com os litotipos do Grupo Serra do Itaberaba e sim com o Grupo São Roque e com as diversas unidades superiores anteriormente descritas.

A Formação Pirucaia, como aqui definida não encontraria correspondência com as propostas anteriores, exceto parcialmente com a Formação Boturuna de Bergmann (1988).

Juliani (1992) observou que os metaconglomerados da parte norte do Morro Doce ocorrem em três camadas distintas, a mais espessa e com fragmentos maiores na base, incluindo blocos com mais de 30 cm de diâmetro, e as menos espessas, com seixos mais finos e com granodecrescência, estão intercaladas em metarcóseos que gradam para filitos rítmicos no topo. O conjunto está colocado sobre a seqüência metavulcano-sedimentar em situação semelhante à das partes basais do Grupo São Roque na Serra do Itaberaba.

Metaconglomerados da Formação Pico de Itapeva, muito semelhantes aos do Morro Doce, com gradções para metarcóseos e metapelitos rítmicos, foram descritos por Juliani *et al.* (1990). Entretanto, têm maiores espessuras e estão menos metamorfisados. Estes estão colocados discordantemente sobre uma seqüência vulcano-sedimentar de grau metamórfico e com litotipos semelhantes aos do Grupo Serra do Itaberaba, denominada de cobertura terrigena plataformar do Complexo Embu por Santoro *et al.* (1991). A Formação Pico de Itapeva poderia eventualmente corresponder, face à analogia com as regiões do Morro Doce e Serra do Itaberaba, a porções mais externas preservadas da Bacia São Roque.

Juliani (1992), ao descrever a geologia do Pré-Cambriano dos arredores da Região Metropolitana da Grande São Paulo, sugeriu uma correlação, baseado na associação e estratigrafia dos litotipos e do grau e tipo de metamorfismo que os afetou, que as seqüências metavulcano-sedimentares descritas nos blocos geotectônicos adjacentes, incluindo a Unidade dos Xistos Santa Rita (Vieira, 1989), o Complexo Embu, com as unidades Rio Una, Rio Paraibuna e Redenção da Serra (Fernandes, 1991a, 1991b), Complexo Embu (Santoro, Ens & Nagata, 1991; Gimenez Filho *et al.*, 1991; Theodorovicz *et al.*, 1991; Silva *et al.*, 1991), Grupo Itapira (Oliveira, Morales & Campos, 1985; Morales, Oliveira & Simões, 1985; Oliveira, Batista & Morales, 1987), além do Grupo São Roque de Oliveira *et al.* (1983a, 1983b) poderiam ser correlacionadas com o Grupo Serra do Itaberaba. A Unidade dos Xistos e Filitos de Vieira (1989) foi, sob o mesmo enfoque, tentativamente correlacionada ao Grupo São Roque.

Tais sugestões de correlações são somente possíveis se for considerado que a estruturação em blocos tectônicos é um evento principalmente tardio ao desenvolvimento dos ciclos geotectônicos (Cavalcante & Kaefer, 1974; Juliani, 1992). A verificação de litotipos do Grupo São Roque a norte da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira (Dantas, 1990), anteriormente sugerido por Simões, Valeriano & Morales (1986), na parte oeste da mesma zona de cisalhamento, embasam também esta correlação.

CAPÍTULO IV

LITOLOGIA

A descrição das unidades litotípicas (ANEXO I) será efetuada segundo a proposta apresentada no CAPÍTULO III, ou seja: o Grupo Serra do Itaberaba, com suas formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia, e o Grupo São Roque, constituído pela Formação Piragibu redefinida. Por aflorar na extremidade noroeste da área, será também descrito sucintamente o Complexo Igaratá.

Em seguida serão descritos os diversos corpos de rochas granitóides, agrupados nas suites Porfírica e Não Porfírica, as rochas cataclásticas, os sedimentos terciários e as coberturas e aluviões recentes.

Para facilitar a localização dos pontos ou locais citados no decorrer do texto, estes serão sempre acompanhados de seu posicionamento no mapa geológico-estrutural 1:25.000, em polígonos delimitados pelas coordenadas UTM, renomeadas por números (norte-sul) e por letras (este-oeste). A coordenada dada será a do vértice inferior esquerdo.

1 COMPLEXO IGARATÁ

Na extremidade noroeste da área estudada afloram em pequena área rochas do Complexo Igaratá, como denominado por Campos Neto *et al.* (1983b). Esta área não foi cartografada neste trabalho.

Este é formado pela Unidade dos Gnaisses, constituída por biotita e/ou hornblenda gnaisses de composição granítica a granodiorítica, protomiloníticos, com estruturas bandadas e fitadas. Nesta unidade pode ocorrer muscovita associada, sendo comuns intercalações menores de quartzos anfíbolitos e quartzitos.

Os xistos que se superpõem em contato normal (Unidade dos Xistos) têm biotita e muscovita e comumente granada acessória. Quartzos anfíbolitos e lentes de rochas cálcio-silicáticas estão também presentes (Campos Neto *et al.*, 1983b).

A área individualizada no mapa (ANEXO I) pertence à Unidade Gnáissica, conforme o mapa apresentado por Campos Neto *et al.* (1983b).

2 GRUPO SERRA DO ITABERABA

2.1. Formação Morro da Pedra Preta

Esta Formação é constituída por seqüência vulcano-sedimentar metamorfisada predominantemente na fácies anfíbolito. É basal em relação à Formação Nhanguçu e pode ser subdividida em diversas unidades litotípicas, quais sejam:

2.1.1 Metapelitos

Esta unidade aflora extensivamente na área, aumentando sua proporção relativamente aos metabasitos nos sentidos sudoeste e nordeste, a partir da área central do mapa, onde os tipos metavulcânicos são mais abundantes.

É composta por grande variedade de litotipos, predominando metapelitos e metapelitos silteosos, com intercalações bastante subordinadas de metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas, metassedimentos ferruginosos, manganíferos, carbonáticos e grafitosos, além de *metacherts* e rochas intermediárias a ácidas. É freqüente a presença de veios de quartzo, com turmalina ou não, comumente deformados.

Certamente esta unidade compõe corpos rochosos pertencentes a diversos níveis estratigráficos que não puderam ser individualizados em função das similaridades litológicas, ausência de horizontes guias e pela complexidade das deformações tectônicas. O conjunto possui, no mínimo, centenas de metros de espessura.

A análise dos perfis e dos mapas geológicos evidencia a existência destes metassedimentos tanto sob como sobre as unidades metavulcânicas/vulcanoclásticas, bem como em níveis mais superiores, como nas porções sudoeste e oeste da área.

As rochas estão quase sempre alteradas a semi-alteradas, adquirindo cor rósea, com tons ora avermelhados, ora alaranjados, cinzentos ou esverdeados. Quando mais frescas são de cor cinza clara a escura com tons esverdeados freqüentes.

Em geral têm estruturas bandadas dadas pela alternância de leitos com 0,5 - 20 cm, predominando ao redor de 1,0 - 2,0 cm de espessura, de diferentes cores, granulação e/ou componentes mineralógicos. Não faltam também tipos laminados e mais raramente quase maciços. Alguns leitos são mais quartzosos, outros mais sericiticos ou biotíticos, ou possuem maior quantidade de porfiroblastos, enquanto que outros são cinza escuros, devido à presença de grafita. Estas rochas têm texturas lepidoblásticas ou granolepidoblásticas e muito freqüentemente têm porfiroblastos de minerais diversos. A granulação varia de muito fina (assemelhando-se a filitos) a até muito grossa, constituindo xistos, com micas alcançando até mais de 1,0 cm de comprimento. Apesar de predominarem granulações entre média a fina, a análise dos minerais residuais mostrou, em muitas amostras, a presença de minerais índices de grau metamórfico aparentemente incompatíveis, como granada, estauroлита e sillimanita, como, por exemplo, em rochas de aspecto filítico. Esta granulação mais fina em muitos casos é devida a uma intensa recristalização retrometamórfica que provocou uma redução da granulação de praticamente todos os minerais preexistentes.

As rochas estão sempre bem foliadas e deformadas, sendo bastante comum a existência de dobras intrafoliais desenhadas por uma xistosidade anterior e dobras intrafoliais redobradas intrafolialmente. Dobras abertas a fechadas, posteriores às anteriores, são comuns, afetando as foliações mais antigas, quase sempre subparalelas ao bandamento composicional. Leitos mais quartzosos ou de *metachert* freqüentemente encontram-se boudinados ao longo da S_2 .

Os contatos com as demais unidades da área, excetuando-se os metassedimentos grafitosos e quartzosos, que podem ser gradacionais, se dá de maneira bastante brusca, inclusive com os metassedimentos manganíferos da Formação Nhanguçu. Neste caso, em alguns locais, estes contatos sugerem discordâncias angulares.

Nestes sedimentos praticamente não se preservaram estruturas sedimentares, a não ser o bandamento, a variação da granulometria entre alguns leitos e a gradação da granulação em outros. No P-2942 (H20) as rochas encontram-se menos intensamente metamorfisadas e pode ser observada uma camada com cerca de 20 cm de espessura com dobras desarmônicas contidas entre leitos planares, representando muito provavelmente dobramentos convolutos. As rochas do P-2941 (H20), sotopostas aos metassedimentos anteriores, é formado por xistos muito finos bem bandados e laminados por leitos mais quartzosos ou sericiticos e as do P-2943 (H19), estratigraficamente acima do primeiro, são quartzosas, avermelhadas e quase maciças, com laminação interna mal desen-

volvida e localmente grafíticas. Este conjunto sugere que os metassedimentos pelíticos que ocorrem junto com os metabasitos pelo menos em parte podem ter tido origem a partir de correntes de turbidez.

Genericamente as rochas podem ser classificadas como biotita-muscovita (e/ou sericita) xistos ou muscovita-biotita xistos mais ou menos quartzosos. Ocorrem ainda, em porcentagem às vezes superior a 10%, mas em geral inferior a 5%, porfiroblastos de muscovita, biotita, granada, estaurolita, sillimanita, cordierita, andaluzita e cianita e, às vezes, de feldspatos e opacos.

Os porfiroblastos têm granulação variando de fina a muito grossa. Granadas com mais de 5 cm de diâmetro provenientes dos metassedimentos do Cabuçu, a poucos quilômetros a sudoeste da área mapeada, estão expostas no Museu de Geociências da USP. Entretanto, a granulação em geral situa-se entre 1 - 5 mm e quase todos porfiroblastos mostram-se afetados por alguma das foliações, especialmente a S_2 , estando rotacionados, estirados ou fraturados e deslocados.

As granadas, quando frescas, têm cor marrom avermelhada ou rósea e exibem comumente formas euhédricas a subhédricas, assim como a estaurolita. Ambas têm, às vezes, bordas transformadas metamorficamente, especialmente para micas e cordierita. Na região do P-1565 (E22) ocorrem cristais geminados euhédricos de estaurolita um pouco deformados e fraturados (Cruz de Malta e de Santo André), em geral com 0,5 a 1,0 cm de comprimento, mas em alguns afloramentos alcançando mais de 3 cm (FOTO 1). Estaurolitas menores de geração posterior são também observadas nestas rochas. Estes dois minerais tendem a se distribuir e concentrar em bandas preferenciais e distribuem-se amplamente nos metapelitos da área. Na FOTO 2 pode-se notar o bandamento e a intensa foliação em estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto do P-1078 (O15).

FOTO 1 - Aspecto geral de granada-estaurolita-muscovita-biotita xisto da região do P-1565 (E22), mostrando os porfiroblastos geminados de estaurolita e a intensa foliação S_2 .

Dos polimorfos de Al_2SiO_5 , a sillimanita é o porfiroblasto mais freqüente, ocorrendo largamente distribuído como grãos não fibrosos ovalados pela S_2 , com 0,3 - 1,0 cm de comprimento (FOTO 3), ou como prismas grossos. Quase sempre têm bordas transformadas para fibrolita e minerais micáceos (pirofilita?) e feldspatos caulinizados associados. Também forma pequenas fibras mais ou menos isoladas ou pequenos aglomerados

com forma de ninhos, distribuídos nos planos da foliação principal e comumente deformados pelas dobras intra-foliais. Em geral, as rochas portadoras deste mineral são de granulação mais grossa, têm maior quantidade de biotita e granadas mais grossas quase sempre presentes.

FOTO 2 - Estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto com estruturas bandadas, intensamente foliado do P-1078 (O15).

FOTO 3 - Aspecto dos metapelitos de mais alto grau metamórfico, com agregados de fibrolita e sillimanita e feldspatos associados do P-2918 (G15).

Também foram registrados, quase que exclusivamente através de lâminas delgadas, cianita e andaluzita em alguns litotipos. A cianita em geral está transformada em sillimanita, identificada pelos pseudomorfos com clivagens preservadas e ambos, nestes casos, comumente estão fibrolitizados.

A presença de dois dos polimorfos em paragênese, principalmente de cianita e sillimanita não é rara, mas ocorrem também cianita-andaluzita ou sillimanita-andaluzita, bem como os três polimorfos, pelo menos em parte com suas cristalizações associáveis ao primeiro evento metamórfico.

Cordierita forma porfiroblastos deformados, comumente pinitizados. São de difícil identificação macroscópica, tendo sido quase que exclusivamente identificados microscopicamente. São encontrados mais freqüentemente em rochas de granulação mais grossa, com sillimanita mais abundante e estauroлита parcialmente alterada ou ausente.

Feldspatos ocorrem em diversos locais, predominando na parte nordeste da área mapeada (ANEXO I) e nos enclaves de metassedimento nos granitos. Têm formas ovaladas contidas na S_2 , com 0,2 - 1,0 cm de comprimento, sendo às vezes tão abundantes que conferem à rocha aspecto gnáissico.

Outro mineral bastante freqüente como acessório é a turmalina, que pode tornar-se um componente importante em algumas rochas, chegando a constituir turmalina micaxistos. Em alguns afloramentos, situados nas proximidades de metavulcânicas ou de formações feríferas, como, por exemplo, no P-319 (Q11), a concentração de pequenos prismas de turmalina aumenta, constituindo lâminas e leitos com até 5 cm de espessura de turmalinitos finamente laminados por leitos submilimétricos de quartzo alternados com turmalina (FOTO 4). As texturas, estruturas dos turmalinitos e a associação com formações feríferas, *metacherts*, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas indicam origem exalativa vulcanogênica, assunto este que será discutido no CAPÍTULO VIII.

FOTO 4 - Turmalinitos do afloramento do P-1611 (G15), considerados de origem exalativa vulcanogênica, encontrados como leitos dobrados nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta.

Quando os metapelitos estão colocados sobre as rochas metavulcânicas, freqüentemente notam-se nas proximidades dos contatos, leitos com milímetros a centímetros de espessura de quartzitos, geralmente ferruginosos, mas às vezes bem límpidos que se assemelham a *cherts* metamorfisados. No P-1042 (J15) ocorrem níveis de *metachert* cinza escuro a preto, finamente cristalizado, em meio a xistos com grafita, que comumente são encontrados no topo dos derrames de basaltos metamorfisados. Nesta situação, os metapelitos mostram-se às vezes silicificados, com bandas muito ricas em granada, especialmente se o metabasito apresenta evidências de

alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamórficas. Leitões de metatufos e de metapelitos enriquecidos em óxidos e hidróxidos de manganês e ferro, inclusive com magnetita disseminada, comumente complementam a associação litotípica.

Quando nas proximidades de locais interpretados como antigos centros vulcânicos, os metapelitos estão sobrepostos a lentes de rochas cálcio-silicáticas e as substituem gradativamente em direção ao topo e lateralmente. Turmalinitos são freqüentes nesta associação e nas partes mais laterais ocorre forte enriquecimento em grafita, manganês e ferro, às vezes com sulfetos muito abundantes, derivados da precipitação dos exalitos vulcanogênicos.

Nas porções superiores da unidade ocorrem intercalações restritas de rochas ácidas, provavelmente metavulcanoclásticas, e tornam-se mais comuns as estruturas bandadas e a presença de leitões mais ricos em quartzo, ao contrário das porções inferiores, que são mais laminadas ou maciças, menos quartzosas e mais ricas em materiais originados por precipitação química.

2.1.2 Metabasitos

As rochas metabásicas constituem um dos mais importantes e característicos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba. Estima-se que estas rochas aflorem em mais de 30% da área de ocorrência do Grupo.

Inúmeros corpos complexamente deformados foram mapeados (ANEXO I). Têm dimensões variáveis e muito comumente alcançam mais de uma dezena de quilômetros de extensão, com centenas de metros a mais de 2,0 km de largura máxima. Os corpos maiores reúnem diversos derrames mais ou menos espessos.

Nas proximidades dos corpos maiores são encontrados corpos menores, com poucos metros de espessura e, às vezes, dezenas de metros de comprimento, que devido às suas dimensões não puderam ser representados no mapa geológico (ANEXO I). Estes foram considerados como derivados de recorrências da atividade vulcânica, de pequenas intrusões ou, ainda, produtos da deformação. Suas feições são melhor reconhecíveis no mapa geológico na escala 1:10.000 (ANEXO II).

Os metabasitos estão comumente alterados, produzindo solos argilosos vermelhos escuros e saprólitos de cor ocre ou ocre-avermelhada, com fraturas preenchidas por óxidos e hidróxidos de manganês, de fácil identificação em campo. No topo da camada de solo, especialmente nas regiões mais elevadas, formam típicos depósitos de bauxitos ferruginosos, com seus colúvios recobrimdo os litotipos próximos ou intercalados nos derrames. Entretanto, afloramentos de rochas frescas, como blocos, matacões e mesmo como paredões, são bastante freqüentes, destacando-se, por exemplo, aqueles das cabeceiras do Ribeirão das Lavras (P11).

Os contatos dos corpos maiores com os metassedimentos são normalmente concordantes e bruscos, comumente interdigitados, embora não falem contatos discordantes devido às diferenças reológicas entre as metabásicas e os metassedimentos, recristalizam mais facilmente segundo um novo arranjo planar, que pouco afeta a foliação mais antiga (S_1) das metavulcânicas, causando a aparência de discordâncias estruturais.

Estas relações de discordância são comuns nos corpos menores de metabasitos e também ocorrem nas camadas de rochas metavulcanoclásticas, muito embora parte delas possam ser primárias.

Entre derrames individuais foram observados contatos apenas em pequenos afloramentos ou em blocos rolados, como no P-875 (H19), não tendo sido possível delimitá-los em maior extensão. São quase sempre contatos bruscos e comumente estão intercalados entre eles metaglomerados vulcânicos, metabrechas, metatufos (às vezes ricos em sulfetos) e/ou metassedimentos diversos, com espessura de centímetros a decímetros, mais ra-

ramente alcançado alguns metros. Devido ao metamorfismo, alguns dos contatos das rochas ígneas básicas com tufos e destes para os metassedimentos pelíticos são gradacionais, pois ocorre uma variação contínua na composição do material original, quase sempre acompanhada de uma redução na granulometria dos fragmentos vulcano-clásticos (de tufos até argilas vulcânicas). Em testemunhos de sondagens rotativas foram observadas diversas intercalações de metabasaltos e metatufos, com espessuras variando de poucos centímetros a mais que uma dezena de metros.

Quando frescos os metabasitos têm, em geral, cor preta-esverdeada ou verde-escura, são maciços, bastante fraturados, às vezes com veios de quartzo de pequenas dimensões e outros ricos em epidoto. Raramente podem ser observadas dobras nestas rochas, onde uma foliação não muito desenvolvida desenha dobras similares fechadas originadas pela segunda fase deformacional com S_2 plano-axial. No P-286 (Q12) ocorre um raro exemplo de dobra intrafolial (D_1) desenhada por fraco bandamento dado por concentrações de plagioclásio ou de hornblenda.

Os litotipos têm relativamente poucas variações composicionais, texturais e estruturais.

Macroscopicamente são identificados anfíbolitos e anfíbólio xistos, predominando os primeiros, e praticamente não existe distribuição preferencial de um ou de outro tipo em locais diferentes ou dentro de um mesmo corpo, com exceção dos metatufos, que serão descritos no subitem 2.1.4. Estas variações estruturais e texturais geralmente refletem apenas as condições locais do tectonismo associado aos eventos metamórficos.

A composição mineralógica dos metabasitos é bastante simples, sendo constituídos essencialmente por anfíbólios verde-escuros a pretos (predominando a hornblenda) e plagioclásios, geralmente com ligeiro predomínio dos primeiros sobre os segundos. Variações locais são comuns, por vezes ocorrendo incrementos nas proporções dos anfíbólios, que chegam a constituir mais de 80% do volume da rocha, e mais raramente do plagioclásio, fazendo com que os litotipos adquiram composições que tendem a intermediárias. O plagioclásio geralmente é de granulação mais fina e ocupa os espaços entre os cristais de anfíbólio, geralmente anhédricos a subhédricos.

Poucos acessórios puderam ser macroscopicamente identificados, destacando-se o epidoto, geralmente em veios e fraturas, sulfetos, opacos (ilmenita e magnetita), turmalina, granada (que ocorre esporadicamente) e cloritas. Os sulfetos são geralmente pirrotita e pirita e, mais raramente, calcopirita. Por vezes chegam a constituir disseminações relativamente abundantes e em grandes corpos ou concentrações em leitos, assim como magnetita, sugerindo serem produto de diferenciação magmática por fluxo.

Apesar da recristalização metamórfica e da cristalização acretiva, muitas vezes podem ainda ser identificadas relíquias de texturas subofíticas e, menos freqüentemente, ofítica e intersertal.

Mais raramente, são encontradas rochas com porfiroblastos de hornblenda de pequenas dimensões, dispersos em rocha de granulação mais fina, sugerindo tratar-se de antigas estruturas porfiríticas.

A granulação varia de muito fina a muito grossa, com cristais ou agregados de anfíbólios com mais de 1,5 cm de comprimento (FOTO 5). Os tipos de granulação média predominam amplamente.

A granulação grossa de algumas rochas é devida a blastese e à cristalização acretiva de anfíbólios, o que dá uma falsa impressão de ter tido o protolito ígneo granulação mais grossa. Todavia, afloram também tipos grossos em conjunto com os tipos de granulação média, sugerindo tratar-se de antigas intrusivas gabróicas, muito embora os contatos geralmente não tenham sido observados. Na região do P-856 (I19) e dos corpos aflorantes nos locais P12 e Q12, tais feições intrusivas interrompendo metapelitos encontram-se preservadas.

Procurou-se durante o mapeamento caracterizar as áreas de ocorrência de anfíbolitos de granulação mais grossa, visando uma delimitação tentativa dos corpos intrusivos. O esforço não surtiu efeito, pois os aflora-

mentos não se apresentam concentrados em áreas específicas dos corpos de metabasitos de granulação média, sugerindo que estes corpos são, relativamente aos efusivos, bem mais restritos ou menores.

FOTO 5 - Aspecto geral dos anfibolitos do P-2072 (I16), de granulação grossa.

Entretanto, parece haver um aumento da granulação nas bordas dos corpos de metabasitos relativamente aos núcleos, o que pode estar refletindo condições metamórficas diferentes, tal como a disponibilidade de fluidos, e das intensidades das deformações, com consequências para o crescimento cristalino, e não variações na granulação original da rocha.

Veios e bolsões pegmatóides de composição básica foram também verificados (FOTO 6). Estes podem ter origem primária, como comumente verificado em derrames basálticos, ou secundária, durante os eventos metamórficos.

Observa-se, não muito raramente, um bandamento composicional de leitos com milímetros a poucos centímetros de espessura, mais ricos em plagioclásio. Estes podem corresponder, pelo menos em alguns casos, a estruturas metamórficas, mas mais frequentemente devem representar estruturas primárias de fluxo ou cumuláticas, pois quase sempre preservam, ainda, as texturas ígneas originais.

No mapeamento de detalhe, foram identificadas camadas pouco mais espessas de rochas metavulcanoclásticas intercaladas nos derrames, assim como lentes de metassedimentos, com contribuição vulcanoclástica ou não, às vezes grafitosos, especialmente na região do Morro da Pedra Preta (H18). Nesta região a topografia apresenta uma série de pequenos ressaltos e vales paralelos, devido à existência de camadas de rochas mais suscetíveis ao intemperismo que as encaixantes. Esta morfologia pode ser devida a leitos de metatufos ou a zonas de contato entre topos e bases de derrames, que não puderam ser extensivamente identificados devido ao manto de intemperismo e a cobertura de colúvios de solos com bauxito.

Em alguns locais foram verificados bolsões e pequenas lentes de quartzitos ferruginosos com hematita e magnetita intercalados nos metabasitos, representando formações feríferas e *metacherts* ferruginosos.

FOTO 6 - Anfibolito do P-2072 (I16), de granulação média, cortado por veios pegmatíticos com a mesma composição mineralógica da encaixante.

Brechas metamorfasadas, com fragmentos de metabasito soldado por metabásica muito fina, quase afanítica (FOTO 7), foram observadas em diversos locais, como nos P-279 (Q11) e P-326 (Q10), além de outros onde o litotipo não foi tão bem caracterizado devido às transformações metamórficas ou intempéricas. Estas brechas distribuem-se no topo ou na base de derrames e têm associados metatufos e metassedimentos tufticos.

FOTO 7 - Metabrecha básica com rocha mais fina envolvendo os fragmentos vulcanoclásticos, do P-326 (Q10).

No afloramento do P-270 (Q11) ocorre intercalada em metabasitos de granulação média uma camada de 0,7 m de brechas a aglomerados vulcânicos metamorfisados, com fragmentos de rocha básica de dimensões bastante variáveis, em média ao redor dos 15 cm de diâmetro, comumente arredondados.

As estruturas primárias mais notáveis são *pillow lavas*, encontradas em diversos afloramentos em variável grau de preservação, quer seja devido ao intemperismo, quer seja em função dos processos tectono-metamórficos. Estas formas confirmam a origem destas rochas a partir da cristalização de efusões basálticas em ambiente subaquoso.

Na Fazenda Vitalli, no P-637 (P14), na margem do Ribeirão Tomé Gonçalves, existe um pequeno afloramento de metabasito de granulação muito fina com formas bastante alongadas justapostas, individualizadas por delgados leitos com clorita e/ou quartzo com sulfetos disseminados. Apesar do tectonismo, estas estruturas podem ser identificadas como antigas *pillow lavas*, não somente pela forma, como também pela associação com típicos metatufos, alguns deles com restos de hialoclastitos.

Nos P-1035 (J16) e P16 (Q11) ocorrem estruturas semelhantes em anfibolitos finos, também com metabrechas associadas, estas com sulfetos disseminados.

No P-2052 (J17) ocorrem *pillow lavas* com as almofadas mais arredondadas (FOTO 8), levemente foliadas e fraturadas, mas totalmente intemperizadas. Apesar disto, ainda é possível notar-se um leve zoneamento nas almofadas, bem como prováveis pedúnculos.

FOTO 8 - *Pillow lavas* alteradas, um pouco foliadas e fraturadas do P-2052 (J17).

As *pillow lavas* melhor preservadas ocorrem no P-1997 (L17), em meio a um corpo de metabasitos muito finos, ricos em sulfetos disseminados, pouco foliado e com texturas subofíticas pouco recrystalizadas. No corpo foi verificado um pacote com mais de 3,0 m de espessura aflorante de grandes almofadas (algumas delas com mais de 60 cm de diâmetro), muito pouco deformadas (FOTO 9). A forma convexa do topo e os pedúnculos podem ainda ser reconhecidos, mas suas formas estão ressaltadas principalmente pelo espaço existente entre elas, com secções com formas de triângulos côncavos. O material inter-*pillow* lixiviado é mais friável que o metabasito, tem composição básica e granulação mais grossa, representando tufos e brechas metamorfisadas. Sulfetos são

freqüentes neste material, assim como limonita produzida pelo seu intemperismo. As almofadas não apresentam vesículas ou qualquer zoneamento e podem ter pequenas cavidades tabulares internas, originadas possivelmente por escoamento da lava durante o final da cristalização.

FOTO 9 - Derrame com *pillow lavas* pouco deformadas do P-1997 (L17).

Na área Tapera Grande foram observados dois tipos de estruturas, ambas em rochas intemperizadas. A primeira delas está esquematizada na FIGURA 14. São formas arredondadas, semelhantes a almofadas, deformadas plasticamente, distribuídas ao longo de uma camada. Estão inclusas em metatufos finos a grossos, parcialmente silicificados e com pequenos leitos de *metachert* ferruginoso. As estruturas encontram-se total ou parcialmente envolvidas por material quartzoso (*metachert?*). Estas estruturas são devidas à atividade vulcanoclástica que ocorre juntamente com a formação de *pillows*, são muito semelhantes aos esquemas de *pillow breccias* auto-clásticas descritas por Dimroth *et al.* (1978) em derrames basálticos subaquosos de Rouyn-Noranda, Canadá.

O segundo tipo de estruturas, em rochas um pouco menos intemperizado está esquematizado na FIGURA 15. Trata-se de uma camada de metabasito fino, maciço, fracamente foliado e fraturado, sobre o qual ocorre um leito de poucos centímetros de espessura de rocha rica em clorita e epidoto, representando possíveis metatufos de granulação fina. Sobre estes ocorre um corpo de metabasito em forma de cunha, com pequenas almofadas. Quartzo fino friável ocorre entre elas e o conjunto está recoberto por quartzo-muscovita xistos finos, com metatufos de granulação muito fina, alterados, bandados e com delgados leitos de *metachert*, com óxidos e hidróxidos de manganês associados. Este afloramento corresponde ao final de um derrame do tipo *pillow lavas*, com rochas vulcanoclásticas finas e sedimentos químicos associados.

Amígdalas ou vesículas são muito raras, estando praticamente ausentes nos metabasitos. Formas fusiformes com cerca de 2 mm de comprimento, pouco mais ricas em epidoto e plagioclásio que o metabasalto encaixante e com anfibólios fibrorradiados, foram encontrados no P-1994 (L18) e poderiam representar antigas amígdalas ou vesículas. Estruturas semelhantes, mas um pouco maiores (até 0,4 cm), foram verificadas no P-2777 (H18), sendo raras e tendo menor quantidade de anfibólio fibrorradiado, maior quantidade de epidoto e alguma

calcita. Nos afloramentos dos P-1715 (R8) e P-1723 (Q8) ocorrem junto às rochas cálcio-silicáticas blocos rolados de metabasitos com possíveis vesículas e amígdalas finas semelhantes às anteriores e mais frequentes.

FIGURA 14 - Representação esquemática de afloramento de *pillow lavas* isoladas em meio a rochas vulcanoclásticas finas a grossas do ponto L2-02-N (Q12) do mapeamento de detalhe na escala 1:2.000 (ANEXO III).

Alguns fragmentos de amígdalas calcíticas parcialmente transformados metamorficamente em epidotos foram descritas em ocorrências de metatufos, como no P-1906 (O15) por Coutinho *et al.* (1984).

Na encosta onde se situa o afloramento do P-3023 (O9) foram encontradas rochas com estruturas definidas por manchas irregulares, esferóides ou alongadas, de coloração mais clara, mais ricas em plagioclásio, que, pela concentração em determinados locais e suas formas sugerem derrames heterogêneos, compostos por magmas relativamente mais ácidos e básicos imiscíveis durante a efusão. Veios de composição andesítica também foram verificados neste local.

Alterações hidrotermais, algumas delas pré-metamorfismo, não são raras nos metabasitos. As mais comuns podem ser verificadas pela presença de clorita, carbonatos e epidoto, geralmente acompanhadas por veios de quartzo com óxidos e hidróxidos de manganês e ferro.

FIGURA 15 - Esquema de afloramento representativo do término de um derrame de *pillow lavas* sobre basaltos maciços capeados por pelitos com metatufos e *metachert* ferruginoso do ponto A9-02-N (Q12) do ANEXO III.

2.1.3 Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo

Esta unidade é composta por diversos litotipos, apresentando estruturas bandadas ou maciças, constituindo corpos lenticulares, quase sempre dispostos ao longo da interface dos metabasitos com os metapelitos, especialmente com os manganesíferos da Formação Nhanguçu. Também ocorrem nas proximidades desta interface ou intercalados na unidade metavulcânica básica anfibolitos maciços ou bandados, compostos essencialmente por hornblenda e plagioclásio, com quantidades subordinadas de granada e, às vezes, de biotita e/ou cordierita. Frequentemente estão associadas rochas cálcio-silicáticas, *metacherts*, rochas vulcanoclásticas, formações ferríferas, turmalinitos e rochas mineralizadas em ouro. Em outras situações, encontram-se como delgadas camadas intercaladas concordantemente nos metapelitos, sempre nas proximidades da unidade metavulcânica, ou constituem o topo de derrames, como no P-2029 (J15).

Os contatos com as encaixantes metaígneas e metassedimentares, raramente observados, são concordantes e estão fortemente foliados.

Estes tipos foram considerados como produtos de alteração hidrotermal-metassomática de rochas predominantemente básicas e de seus derivados vulcanoclásticos, em analogia com os estudos de Spear & Schumacher (1982). Sua origem será discutida no CAPÍTULO VIII.

As principais ocorrências localizam-se ao redor de (J16) e (J17), onde foram individualizados diversos corpos lenticulares com várias centenas de metros de comprimento e poucas dezenas de metros de espessura máxima (ANEXO I).

Neste local afloram principalmente como blocos e matacões, com poucos afloramentos frescos *in situ*, como no P-2706 (J16), constituídos por rochas de cor verde-escura, estruturas maciças ou bandadas e com-

posições mineralógicas variadas, aos quais tipicamente associam-se rochas cálcio-silicáticas. Destacam-se dos metabasitos e das metavulcanoclásticas pela presença de porfiroblastos de granada rósea e agregados porfiroblásticos de anfibólio, que lhes conferem aspecto hornfêlsico. São formadas por cummingtonita, hornblenda, plagioclásio, granada, cordierita e subordinadamente biotita e clorita, que gradam para anfibolitos normais com o incremento da porcentagem de hornblenda e plagioclásio, em detrimento dos demais componentes. A granulação varia de fina a muito grossa, com parte da cummingtonita em arranjos radiados com até mais de 1,5 cm de comprimento. O bandamento é dado por leitos (1 a 20 cm de espessura) mais ricos em granada ou anfibólios, ou pela presença de camadas com 5 a 20 cm de rochas cálcio-silicáticas. Leitos descontínuos de quartzo friável (*metachert*) são comuns. As dobras existentes são similares abertas a fechadas e têm forte foliação plano-axial, que rotaciona os porfiroblastos de granada. *Pillow lavas* foram identificadas nas proximidades de alguns dos corpos deste local.

Outra ocorrência bem caracterizada é a do P-2029 (J15), onde se pode verificar a distribuição dos litotipos hidrotermalizados-metassomatizados em relação às rochas básicas não alteradas, como esquematizado na FIGURA 16. No local tem-se o afloramento de um derrame de basalto metamorfoisado, com brechas no topo e capeado por metassedimentos. Em até cerca de 1,5 m da parte superior do derrame as variações químicas introduzidas pelas alterações causaram ao metamorfismo paragêneses distintas dos metabasitos, mais magnesianas e aluminosas, com granada, cummingtonita, clorita e disseminações de sulfetos. Os metassedimentos são muscovita xistos com biotita, ocorrendo também camadas com granada, além de leitos de metatufos e *metachert* ferruginoso. Um leito mais quartzoso também está associado, aparentando ser produto de silicificação associada às alterações.

FIGURA 16 - Esquema do afloramento do P-2029 (J15) mostrando as relações dos metabasitos hidrotermalizados-metassomatizados com as rochas não alteradas e os metassedimentos.

Diversas outras ocorrências menores destas rochas, não representáveis no mapa do ANEXO I, foram encontradas no contato dos derrames com os metassedimentos manganíferos da parte central da área, ao longo de pelo menos 9 km, entre os P-1908 (N15) e P-1990 (J19).

Neste horizonte estratigráfico existe um conjunto variado de litotipos, destacando-se as rochas metavulcanoclásticas, formações ferríferas, rochas cálcio-silicáticas, metassedimentos manganíferos e metavulcânicas. As metavulcanoclásticas estão representadas principalmente por metabrechas e metatufos de composição básica, embora não falem os de composição intermediária.

Algumas das amostras de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas associadas à esta unidade têm hornblenda com bordas de cummingtonita e pequenas quantidades de granada e cordierita, que sugerem terem

também sofrido alterações hidrotermais-metassomáticas, mas menos intensas que as anteriormente descritas. Constituem corpos irregularmente distribuídos, lenticulares, às vezes recorrentes em uma mesma seqüência estratigráfica, com poucos metros até 15 - 20 m de espessura máxima aparente. Alguns litotipos de composição tendendo a intermediária, com cummingtonita e cordierita, foram também identificadas nestas associações.

Em outros locais da área, como na região do P-3117 (J21), estas rochas também ocorrem, mas necessita-se de mapeamento e de estudos petrográficos mais detalhados para caracterização dos corpos, que aparentam ser pouco espessos.

2.1.4 Rochas metavulcanoclásticas

As camadas pouco espessas de rochas anfibolíticas com estrutura bandada e os leitos de clorita xisto intercalados nas rochas cálcio-silicáticas do Grupo São Roque foram considerados como possíveis metatufos por Coutinho (1972), o que constituiu a primeira descrição destas rochas nas supracrustais São Roque/Açungui.

Na maioria dos trabalhos posteriores foram citadas ocorrências de metatufos ou sugerida sua presença, mas quase sempre sem caracterizações geológicas ou petrográficas indubitáveis.

Na Serra do Itaberaba alguns destes litotipos foram caracterizadas por Saragiotto, Beljavskis & Juliani (1982a), Coutinho *et al.* (1982, 1984), Juliani *et al.* (1983), Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), Frascá, Rodrigues & Reis (1986) e Frascá *et al.* (1987).

Neste trabalho diversos corpos de rochas metavulcanoclásticas foram identificados, incluindo desde aglomerados e brechas vulcânicas, até metassedimentos com contribuição tufítica. Excetuando-se os últimos, que serão descritos separadamente a seguir, devido à sua importância na reconstituição estratigráfica da área e aos seus distintos característicos petrográficos, os demais litotipos constituem, em geral, corpos com formas lenticulares com poucos a dezenas de metros de espessura, comumente com centenas de metros de comprimento. Localmente podem ser mais espessos, como na região do Ribeirão das Lavras, no P-10 (Q12) ou bastante extensos, como nas margens do Ribeirão Tomé Gonçalves, no P14 (O13), onde afloram como uma camada com alguns quilômetros de extensão (ANEXO II).

Estratigraficamente os corpos principais estão colocados predominantemente sob e sobre os derrames basálticos (muito embora sejam comuns como intercalações nos derrames ou nos metassedimentos), indicando que o período de maior desenvolvimento das rochas vulcanoclásticas ocorreu no final das principais efusões basálticas. Associam-se também a estes horizontes estratigráficos rochas mais ácidas, mais favoráveis à formação de rochas vulcanoclásticas.

Um maior número de corpos destas rochas foi reconhecido na parte centro-sul da área (ANEXOS I e II). Esta concentração de ocorrências pode ser devida ao ambiente geológico de formação em regiões de águas menos profundas, por exemplo, ou ser consequência do maior detalhamento do mapeamento geológico ou da melhor preservação pelos processos metamórficos.

Na área foram reconhecidos os seguintes conjuntos:

a) Metabrechas e meta-aglomerados vulcânicos basálticos

Os meta-aglomerados vulcânicos e as brechas de granulação grossa a muito grossa são formados por fragmentos de metabasaltos com 5 - 15 cm de diâmetro, com formas arredondadas ou angulosas, soldados por

metabasaltos de granulação mais fina, e às vezes por rochas metavulcanoclásticas finas (FOTO 7), com disseminações de pirrotita e pirita. Localmente foram também identificados fragmentos de possíveis *pillow lavas*. Em testemunhos de sondagem estas rochas têm veios silicosos e/ou carbonáticos abundantes e constituem camadas concordantes com poucos decímetros de espessura. Em afloramentos, são também identificadas como camadas pouco espessas, com decímetros de espessura, como no P-279 (Q11), por exemplo. Localmente podem alcançar vários metros de espessura.

Quando tectonizados e recrystalizados, estes litotipos adquirem o aspecto das metavulcânicas grossas, do tipo gabróide, maciças, principalmente seus produtos de intemperismo, dificultando ainda mais a identificação.

Brechas de granulação mais fina, muito bem preservadas tectônica- e metamorficamente, foram encontradas na encosta leste da Serra Fuma da Onça (M15) e (N15). Outros, bem foliados, mas com texturas reliquias que permitiram identificações seguras, foram descritos no Ribeirão Tomé Gonçalves (P14) por Coutinho *et al.* (1984).

As primeiras rochas afloram como blocos e matacões dispersos em solo argiloso vermelho e nos vales de drenagem, juntamente com metabasitos de granulação fina. São rochas preto-esverdeadas, com textura clástica, sem qualquer estruturação tectônica ou bandamento. Os fragmentos vulcanoclásticos têm granulação variando entre 0,2 e 2,0 cm, com moda ao redor de 0,5 - 0,8 cm, são quase sempre angulosos, com arestas retas, ou ovalados e perfazem mais de 90% do volume da rocha. As rochas que constituem os fragmentos têm granulação muito fina a afanítica. Os minerais um pouco mais grossos que ocupam os espaços entre os fragmentos (FOTO 10) são predominantemente o quartzo em algumas partes e o plagioclásio em outras, com anfibólio, quartzo e clorita em pequena quantidade, provavelmente derivados do metamorfismo de argilas vulcânicas, tufos mais finos ou produtos de silicificação pré-metamórfica. A presença, às vezes abundante, de sulfetos, principalmente pirrotita, pirita e mais raramente calcopirita é muito freqüente. Os fragmentos são quase que totalmente de composição básica, com alguns mais intermediários. Ao microscópio notam-se os diversos fragmentos justapostos, alguns soldados, outros com bordas mais finas ou afaníticas e núcleos mais grossos, às vezes ricos em plagioclásio, sugerindo antigas bordas de resfriamento. Cristais idioblásticos de plagioclásio e de anfibólios indicam que parte das rochas básicas foram porfíriticas. Mais raramente ocorrem fragmentos de rochas andesíticas, com contornos mal definidos devido a recrystalização metamórfica. Nestes litotipos há uma fraca foliação que orienta os minerais, mas não destrói a textura original da rocha, nem tampouco a subofítica a intergranular interna aos fragmentos.

Na Serra Fuma da Onça ocorrem várias camadas de rochas metavulcanoclásticas grossas com intercalações de formações feríferas, algumas delas intensamente deformadas, podendo representar diferentes eventos vulcanoclásticos ou repetições por dobramento. Em um bloco rolado foram encontrados raros fragmentos de pequenas amígdalas calcíticas, dispersas entre fragmentos vulcanoclásticos parcialmente transformadas em epidoto, mas preservando ainda estrutura concêntrica.

Lateralmente os meta-aglomerados e as metabrechas adquirem granulação mais fina, tendendo a tufos, e o material interclástico aumenta de proporção, chegando a isolar os fragmentos mais grossos, que passam a ser suportados pela matriz de granulação fina. Nestas porções laterais surgem associações de minerais típicos das rochas cálcio-silicáticas na matriz, indicando a contribuição de sedimentos carbonáticos na deposição vulcanoclástica. Rochas cálcio-silicáticas são encontradas na continuidade destes corpos.

No Ribeirão Tomé Gonçalves (P14) as rochas metavulcanoclásticas estão tectonicamente transpostas, mas mantêm ainda os característicos microscópicos da rocha original. Esta transposição e a intensidade do metamorfismo faz com que as rochas adquiram um aspecto macroscópico muito semelhante ao dos metagabros deformados. Alguns dos corpos foram reconhecidos e mapeados mesmo quando assim transformados, em função do controle litoestratigráfico e do conhecimento desta metamorfose (ANEXOS I e II).

FOTO 10 - Metabrecha a metatufo basáltico da Serra Furna da Onça (M15).

Os metatufos e metabrechas finas, quando muito recrystalizados, apresentam porfiroblastos de anfíbolios ovalados que, na realidade, são os fragmentos basálticos bastante recrystalizados, dispersos e até justapostos, com forte blastese dos anfíbolios e com material interfragmental mais fino, esbranquiçado, foliado, rico em plagioclásio e com finas agulhas de anfíbolio e pequenas plaquetas de clorita e epidoto, às vezes com quartzo em pequena porcentagem. A recrystalização destas rochas pode ser vista nas FOTOS 11 e 12.

FOTO 11 - Metabrecha basáltica deformada e recrystalizada preservando ainda os fragmentos vulcanoclásticos, embora ovalados.

FOTO 12 - Metabrechas basálticas quando intensamente deformadas e recrystalizadas, com aspecto de rochas metagabróides.

Nesta unidade a presença de metatufos básicos é muito comum, geralmente identificados em campo por uma conspícua estrutura bandada a laminada dada pela variação na composição mineralógica e/ou da granulação dos leitos (FOTO 13). No primeiro caso tem-se leitos mais ricos em anfibólios, às vezes praticamente monomineralicos, alternados com outros ricos em plagioclásio. Os anfibólios são, em geral, granulares ou formam prismas curtos, euhédricos ou não, e o plagioclásio é granular e mais fino. Pequenos cristais de epidoto estão comumente associados, juntamente com opacos, turmalina e sulfetos. Nos afloramentos alterados, o bandamento é ressaltado e freqüentemente surgem, mais ou menos espaçados, leitos de cor roxa, que correspondem aos tufos mais finos. Nestes podem ocorrer muscovitas associadas, devido à mistura com pelitos.

Durante o mapeamento, a origem vulcanoclástica das rochas de alguns afloramentos foi inferida, apesar de não mais restarem reliquias de texturas. Estas rochas, que constituem camadas intercaladas nos metapelitose apresentam espessura variável de 2 - 5 cm até poucos decímetros, são formadas por anfibolitos ou anfibólio xistos. A repetição das camadas, as pequenas espessuras e sua localização nas proximidades de rochas vulcânicas permitem interpretá-las como metatufos, cujos característicos texturais foram destruídos pelo metamorfismo.

Em alguns dos corpos de metabasitos de granulação fina a média foram encontrados leitos de rochas com pequenos porfiroblastos ou glomeroporfiroblastos de hornblenda e/ou actinolita dispersos. Estes metabasitos estão geralmente associados a rochas metavulcanoclásticas bem identificadas. Não raramente têm um incipiente bandamento e podem ter associadas rochas com aspecto de "metagabro cisalhado", semelhante às derivações metamórficas das brechas já descritas. O mapeamento geológico de detalhe evidenciou a presença destas rochas em delgadas faixas, contínuas ou não, intercaladas em metabasitos, sugerindo tratar-se de metatufos intra-derrames. Ao microscópio os porfiroblastos de hornblenda são poiquiloblásticos e, às vezes, preservam restos de pequenos pseudomorfos de clinozoisita segundo plagioclásios em arranjo subofítico ou, ainda, manchas de clinozoisita, com "fantasmas" das antigas ripas de plagioclásio, indicando terem sido antigos fragmentos um pouco maiores do tufo

original (Coutinho *et al.*, 1982; Juliani & Beljavskis, 1983). Os grãos mais finos que compõem a maior parte da rocha constituem um anfibolito granular sem qualquer evidência de texturas ígneas ou vulcanoclásticas.

FOTO 13 - Metatufo basáltico bandado a laminado, com leitos mais ricos em anfibólios ou plagioclásio, ou de granulação mais fina.

Os tipos mais metamorfisados e transpostos constituem camadas com 0,5 a mais de 10 m de espessura de anfibólio xistos de cor verde-escura, com delgadas lentes esbranquiçadas ricas em plagioclásio. A distribuição dos minerais ao microscópio, com lentes descontínuas ricas em plagioclásio, a freqüente presença de quartzo e raras muscovitas, sugerem uma origem vulcanoclástica para estas rochas. Pequenos leitos quartzosos (*metachert*) e/ou de metapelito reforçam esta interpretação.

b) Metatufos e meta-hialoclastitos basálticos

Tais rochas ocorrem em íntima associação com as metabrechas e meta-aglomerados, mas distribuem-se preferencialmente nas porções mais distais das antigas estruturas vulcânicas (Juliani *et al.*, 1983; Juliani & Beljavskis, 1983). Gradações e interdigitações com as metabrechas e com os metassedimentos com contribuição de tufos são muito comuns. Também ocorrem muito freqüentemente como intercalações em metassedimentos pelíticos.

Nos metatufos ocorrem leitos metapelíticos, misturados com material vulcanoclástico, de *metachert* ferruginoso ou não, turmalinitos, metapelitos ricos em magnetita ou em óxidos e hidróxidos de manganês e de rochas cálcio-silicáticas.

Os contatos das camadas e dos leitos de metatufos com as encaixantes são em geral concordantes e abruptos, inclusive devido à foliação tectônica. Muitas vezes pode-se, entretanto, notar contatos abruptos e irregulares na base de camadas intercaladas em metapelitos, sugerindo estruturas originais erosivas e gradações para os metapelitos em direção ao topo.

Estes litotipos estão, em geral, alterados para materiais de cor ocre, vermelha, rósea, cinza clara a branca ou cinza escura, com típicas estruturas bandadas a laminadas (de mais difícil observação nas rochas frescas). Comumente encontram-se boas exposições dos produtos de alteração intempérica devido às antigas minerações de ouro desenvolvidas nelas no período colonial e posteriores.

A composição mineralógica é semelhante à dos litotipos descritos no subitem anterior, distinguindo-se pela presença freqüente de clorita com biotita subordinada, assim como epidoto, que pode ser abundante em alguns litotipos. A hornblenda, mais comum nas metabrechas e metaglomerados, tende a ser substituída por actinolita ou ferro-actinolita nestas rochas.

Os tipos mais finos são formados essencialmente por clorita magnésiana com epidoto, opacos e turmalina associados. Às vezes mostram-se silicificados, evidenciando alterações pré- ou sin-metamórficas.

Neste conjunto ocorre um litotipo de preservação mais rara em terrenos metamorfizados, caracterizado por Coutinho *et al.* (1984) como meta-hialoclastitos. A única ocorrência conhecida localiza-se na margem esquerda do Ribeirão Tomé Gonçalves (P13) e (P14). Constituem corpos menores intercalados nas metabrechas a metatufos basálticos descritos anteriormente, sobrepostos aos corpos de metabasitos, com *pillow lavas* estiradas em alguns locais.

Macroscopicamente são rochas de granulação muito fina com "clastos" com poucos milímetros de comprimento máximo. O exame microscópico revela uma matriz muito fina, com actinolita em arranjo nematoblástico, com plagioclásio, epidoto e titanita associados, formando delgadas lâminas com agregados lenticulares de minerais félsicos. Dispersos nestas lâminas ocorrem agregados granoblásticos de epidoto, muitos dos quais com finíssimas inclusões de opacos definindo formas internas com faces côncavas. Estes agregados foram interpretados pelos autores acima citados como fragmentos dispersos de vidro vulcânico nos tufos, preservando as antigas superfícies de palagonitização, transformados em epidoto, que cresceu metamorficamente, ultrapassando os limites do fragmento original. Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986) consideraram que estes agregados de epidoto poderiam ser fragmentos de amígdalas, uma vez que suas dimensões eram relativamente bem maiores que a dos fragmentos hialoclásticos descritos na literatura e que a matriz tufácea era bem mais fina que os antigos fragmentos vítreos.

O reestudo detalhado destas rochas indicou que os leitos anfíbolíticos considerados por Coutinho *et al.* (1984) como lâminas de tufos finos são, em sua maior parte, antigos fragmentos mais grossos vulcanoclásticos de rocha básica, de granulação original muito fina, intensamente transpostos. Alternam-se com eles delgados leitos de anfíbólio xisto que devem ter origem tufítica. Assim, os fragmentos com estruturas de palagonitização constituem, de fato, fragmentos vítreos disseminados em meio a metatufos relativamente grossos, chegando a alcançar a granulação de metabrecha basáltica nos quais intercalam-se metatufos finos sem fragmentos meta-hialoclásticos. Nestes leitos, se existia vidro vulcânico, não foi preservado de forma reconhecível pelo metamorfismo. Por outro lado, agregados pouco maiores de epidoto, muitos dos quais com calcita associada, devem corresponder a antigas amígdalas fragmentadas, depositadas juntamente com os demais fragmentos vulcanoclásticos.

Estas rochas são semelhantes aos *aquagen tuffs* caracterizados por Carlisle (1963) em Quadra Island (British Columbia) e aos hialoclastitos descritos por Dimroth & Lichtblau (1979) em Rouyn-Noranda (Canadá) e por Lajoie (1979).

c) Metavulcanoclásticas de composições intermediárias

Estas rochas foram identificadas principalmente na estrutura Tapera Grande (Q11) e (Q12), onde constituem corpos lenticulares com pouco mais de 20 m de espessura e dezenas a poucas centenas de metros de comprimento, dispostos no topo dos derrames basálticos.

A composição das rochas varia de andesitos a dacitos e têm comumente intercalações de rochas básicas, ou, inversamente, formam camadas com decímetros de espessura em metavulcanoclásticas básicas.

A distinção entre as rochas de origem efusiva e intrusiva e as vulcanoclásticas é difícil. A maioria dos corpos mapeados foram interpretados como formados essencialmente por rochas metavulcanoclásticas, quer tenham sido originadas pela brechiação em antigos *pipes*, quer pela deposição em partes laterais das intrusões, quer por retrabalhamento epiclástico das anteriores e/ou das efusivas.

Dois tipos destas rochas foram caracterizados, quais sejam:

- rochas com plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda como componentes essenciais, laminadas a bandadas, de cor cinza escura. Ocorrem em raros afloramentos desta foram encontrados, destacando-se o do P-290 (Q11), situado nas cabeceiras do Ribeirão das Lavras. Também foram verificados como intercalações nos testemunhos de sondagem. Embora não preservem texturas vulcanoclásticas inequívocas, o bandamento e a laminação são sugestivos de tratar-se de metatufos mais finos, talvez já com contribuição de pelitos, localmente com intercalações de tipos mais grossos, alcançando a granulação de brechas (FOTO 14). Correspondem às fácies mais distais das rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária.

FOTO 14 - Rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária, com fragmentos maiores de mesma composição, do P-290 (Q11).

- rochas com composição tonalítica de cor cinza escura, com leitos mais ricos em anfibólio e estrutura gnáissica bandada. Nas partes alteradas notam-se blocos mais básicos associados, dispostos em camadas e dobrados, refletindo antigas brechas de basaltos. Afloram como lentes com poucos metros a 30 m de espessura e

estão capeadas por rochas cálcio-silicáticas. Gradam lateralmente para metatufos de composição básica com leitos ricos em plagioclásio. Têm comumente disseminações abundantes de sulfetos e estão quase sempre mineralizadas em ouro. O conjunto corresponde a rochas metavulcanoclásticas, possivelmente com efusivas e/ou intrusivas associadas. Diversos níveis bandados ou maciços foram também encontrados em testemunhos de sondagem. Nestes, as rochas são, às vezes, muito ricas em carbonatos, devido, provavelmente, a processos de carbonatização, associados às mineralizações de ouro.

2.1.5 Metassedimentos tufíticos

Estas rochas ocorrem quase que exclusivamente só alteradas, exceto em dois afloramentos e em testemunhos de sondagem rotativa. A identificação de sua origem só foi possível devido ao estudo detalhado das relações existentes entre elas e as demais metavulcanoclásticas. O detalhamento da estratigrafia evidenciou a gradação de metatufos bandados de composição básica para estas rochas alteradas e destas para metassedimentos pelíticos. Tratam-se, portanto, de produtos de uma variação contínua e gradativa dos tufos com fragmentos vulcanoclásticos mais grossos para mais finos, estes estruturados em lâminas e bandas, até o desaparecimento destes componentes, já em fração granulométrica muito fina, substituídos por sedimentos terrígenos.

Sendo estas camadas relativamente pouco espessas e bastante extensas, elas se comportam como se fossem camadas-guia locais, o que, aliado aos típicos produtos de intemperismo, desde o saprólito até os solos já quase sem estruturação alguma, possibilitaram o mapeamento detalhado dos corpos e estruturas tectônicas (ANEXOS I, II e III).

O produto final da alteração intempérica, gradativamente a partir da rocha alterada, resulta em solos eluviais argilosos de cor roxa ou violácea, às vezes com manchas amareladas, e com óxidos e hidróxidos de manganês.

Estas rochas podem ser facilmente identificadas com a análise dos seus minerais residuais, devido à presença de magnetita e/ou martita abundante, bem como limonita, anfibólios, feldspatos caulinizados, pirita, turmalina, epidoto, zircões finos, sericita, clorita, biotita, além de minerais metamórficos, como sillimanita, cianita, granada e estauroilita e, não raramente, com ouro associado (TABELA 4).

Comumente têm elas estruturas bandadas ou laminadas, mais raramente maciças, cores variegadas, predominando tons arroxeados, vermelhos escuros, violáceos, ocráceos, localmente acinzentados ou esbranquiçados. As alterações são verde quando em cortes topográficos mais profundos e sempre são muito argilosas. A estrutura é dada por leitos de diferentes cores, geralmente arroxeadas a ocráceas, com pontos e leitos brancos (cauliníticos) e disseminações de limonitas e óxidos e hidróxidos de manganês, que podem também estar concentrados em bandas (FOTO 15). Ao se aproximar dos contatos com os metapelitos, começam a surgir bandas arroxeadas, sericíticas, semelhantes aos xistos adjacentes.

São muito comuns filmes, lâminas e bandas com 1,0 - 1,5 cm de espessura máxima de *metacherts* ferruginosos ou não. Às vezes ocorrem formas ovaladas ou angulosas com poucos milímetros a centímetros de diâmetro, de cor ocre, sugerindo antigos fragmentos vulcanoclásticos mais grossos. Estruturas do tipo *pillow lavas*, como aquelas esquematizadas na FIGURA 14, ocorrem em camadas pouco espessas, intimamente associadas às metavulcânicas básicas e metatufos basálticos mais grossos.

A transição para os metatufos básicos se dá com o aumento gradual da quantidade e da espessura dos leitos de cor ocre (anfibolíticos), até o quase total desaparecimento dos leitos arroxeados ou variegados. Nesta si-

tuação, o bandamento é mal-desenvolvido e a rocha tende a ser maciça. Acompanha esta variação um aumento gradativo da granulação da rocha, devido à cristalização metamórfica de fragmentos vulcanoclásticos básicos mais grossos para anfíbios.

Em muitos afloramentos são muito comuns disseminações de magnetita, martitzada ou não, frequentemente euhédrica e concentrada em determinadas bandas e leitos descontínuos de turmalinitos, bem como intercalações de poucos centímetros a várias dezenas de metros de espessura de metassedimentos grafitosos, de metabasitos e de metatufos básicos.

TABELA 4 - Minerais residuais identificados

[illegible]

FOTO 15 - Típico afloramento de metassedimentos tufíticos alterados do P-722 (U8).

Os contatos entre os leitos de diferentes composições são bruscos, mas podem ser gradacionais em direção ao topo, onde são mais ricos em ferro e manganês. O mesmo ocorre para as camadas mais espessas, mas a passagem para os metassedimentos do topo é bastante rápida. Lateralmente gradam para os metapelitos e podem conter lentes de rochas cálcio-silicáticas, especialmente em direção ao topo e quando nas proximidades das metavulcânicas de composição intermediária.

As relações existentes entre alguns destes litotipos podem ser verificadas nos esquemas apresentados nas FIGURAS 17 e 18.

A associação com as rochas cálcio-silicáticas levou Saragiotto & Zaine (1987) a considerarem grande parte destes litotipos como rochas cálcio-silicáticas. Nesse trabalho também agruparam sob a mesma denominação os metapelitos manganesíferos com ou sem epidoto e tremolita-actinolita e os metacarbonatos da Formação Nhanguçu, de nível estratigráfico superior.

Rochas muito pouco alteradas foram encontradas em superfície apenas nos P-1976 (L18) e P-1723 (Q8). O primeiro é formado por pequeno afloramento de clorita xistos de cor verde, granulação fina, textura lepidoblástica, com bandas mais claras ou escuras, ambas cloríticas e com disseminações de cristais euhédricos de magnetita, que diminuem de porcentagem gradualmente de uma banda para outra. Em blocos rolados verificou-se a presença de granada. Intercalam-se camadas de 5 a 20 cm de espessura de quartzito friável (*metachert*) com bandas e lâminas ricas em magnetita e limonita, com contato brusco na base e gradacional para o clorita xisto no topo. A ausência de minerais tipicamente terrígenos e a presença de inclusões de agulhas de rutilo como sagenita em quase todos grãos de quartzo reforçaram a interpretação, segundo Coutinho *et al.* (1982), de que estas porções da rocha corresponderiam a antigos *cherts* ferruginosos.

No outro afloramento (P-1723) restam poucos e pequenos núcleos frescos do metatufito. Estes são formados por clorita, hornblenda e plagioclásio muito finos e têm uma estrutura levemente laminada por leitos pouco mais cloríticos ou plagioclasíticos. Localmente os anfibólios formam pequenos glômeros, sugestivos de terem crescido metamorficamente a partir de pequenos clastos de rocha básica.

FIGURA 17 - Esquema do perfil entre os afloramentos dos P-469 e P-470 (P13), mostrando as relações estratigráficas entre metabasitos, metatufos, metassedimentos tuffíticos e metapelitos.

FIGURA 18 - Esquema do perfil do P-700 (Q12), onde podem ser observadas as relações litoestratigráficas entre metassedimentos tuffíticos, metapelitos e rochas cálcio-silicáticas.

Em testemunho de sondagem estes litotipos têm cor verde-escura, são bem foliados, às vezes bandados. Diversos minerais os compõem, sendo bastante frequentes rochas com clorita, actinolita ou hornblenda, plagioclásio e opacos, comumente com epidoto, carbonatos e microclinio associados. Não são raros os tipos essencialmente hornblêndicos, cloríticos, biotíticos ou ricos em plagioclásio. Leitões de *metachert* são muito comuns. Menos frequentemente ocorrem associados turmalinitos com sulfetos em leitões de biotita-muscovita xisto com granada, cordierita e sillimanita. Fragmentos básicos transformados em hornblenda e plagioclásio em pequena quantidade, dispersos em matriz biotítica foliada, também ocorrem. Descrições detalhadas destes litotipos foram efetuadas por Beljavskis (1988a, 1988b).

Os clorita xistos com epidoto aflorantes no ápice da estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves (Q15) diferenciam-se das rochas anteriormente descritas por não apresentarem contribuição de pelitos, ou seja, parecem ser constituídos essencialmente por tufos finos, sem a presença de argilas derivadas da alteração das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

Este conjunto de rochas foi caracterizado como originado a partir da deposição de uma variável mistura de materiais vulcanoclásticos (de tufos a argilas vulcânicas) com sedimentos pelíticos e, em parte, carbonáticos (nas proximidades dos centros vulcânicos) ou carbonatizados, bem como grafitosos. A contribuição de material vulcânico deve ter ocorrido não só pela atividade vulcânica propriamente dita (incluindo rochas piroclásticas), como também pelo intemperismo e retrabalhamento subaquoso de rochas vulcânicas e tufos, ou seja, são, na concepção de Lajoie (1979), epiclastitos vulcanogênicos.

2.1.6 Rochas de composições intermediárias a ácidas

Além das diferenciações magmáticas que geraram, em alguns afloramentos de rochas metabásicas, bandas ou pequenos veios de rochas com composição intermediária, alguns poucos corpos maiores destas rochas foram cartografados nos mapeamentos de detalhe (ANEXOS II e III).

Certamente as ocorrências devem ser mais abundantes e distribuídas por toda a área, mas a identificação destes litotipos é difícil devido às pequenas dimensões dos corpos, aos processos metamórficos que tendem a transformá-los em xistos feldspáticos e, principalmente, pela sobreposição dos processos intempéricos que tornam os seus saprólitos semelhantes aos de outras rochas metassedimentares ou metaígneas.

Os corpos de meta-andesitos e metadacitos distribuem-se no topo de derrames básicos, com rochas metavulcanoclásticas associadas, dobrados isoclinalmente, da região do Ribeirão Tapera Grande, (Q11) e (Q12). Têm poucas dezenas de metros de comprimento, chegando excepcionalmente a mais de 300 m. A espessura é bastante variável e alcança no máximo 20 a 30 m.

Também ocorrem como intercalações pouco espessas nas rochas metabásicas e metavulcanoclásticas. Estão em ambas as situações intimamente relacionados com rochas vulcanoclásticas intermediárias metamorfiçadas, sendo difícil caracterizar se a origem foi efusiva ou intrusiva para parte delas, visto que, em sua maioria, devem tratar-se de rochas fragmentárias, pois ocorrem como leitos com 1 - 3 cm de espessura, contínuos, ou têm estruturação bandada nos pacotes mais espessos. Comumente têm lâminas e bandas de quartzito ferruginoso ou turmalinitico, que devem corresponder a antigos leitos de *chert* e turmalinitos. Veios de quartzo com poucos centímetros de espessura, geralmente deformados, são muito comuns e podem corresponder a efeitos de hidrotermalismo pré- e sin-metamórficos.

As rochas frescas são cinza escuras a pretas, com bandas com pequenas variações composicionais, geralmente dadas por enriquecimento em anfibólios. Têm frequentemente granada e abundantes sulfetos disseminados, como a pirrotita, a pirita e a calcopirita. Em toda extensão da superfície onde afloram estas rochas e onde as sondagens rotativas interceptaram este horizonte estratigráfico, verificou-se a ocorrência de muitos leitos com 1 - 5 cm de *metachert* nelas intercalados, especialmente nas proximidades do topo da seqüência, e todos os corpos estão capeados por uma camada de *metachert* com 5 - 30 cm de espessura, rico em pirita disseminada ou recristalizada em bolsões e turmalina. Estas rochas estão, no local, sempre mineralizadas em ouro.

Petrograficamente podem ser classificadas como gnaisses de composição tonalítica ou como metabasitos ricos em plagioclásio. Estes correspondem às transformações metamórficas na fácies anfibolito de dacitos e andesitos.

A distribuição no topo dos derrames metabasálticos, as dimensões, a associação das rochas metavulcanoclásticas mais grossas e a variação lateral e vertical das fácies vulcanoclásticas e sedimentares conduziram à interpretação de que estes litotipos correspondem a intrusões restritas, do tipo *pipe*, de andesitos a dacitos na seqüência vulcânica básica.

Plagioclásio quartzitos com pouca biotita ocorrem em níveis estratigráficos superiores, intercalados em metapelitos que recobrem a unidade metavulcânica básica. Estes correspondem a rochas de composição dacítica de origem efusiva ou vulcanoclástica.

Rochas de composição ácida foram verificadas apenas nos P-2640a e P-2640b (J13), onde aflora um enclave da seqüência metavulcano-sedimentar nas rochas granitóides da Serra da Pedra Branca.

São blocos rolados dispersos em meio à sequência. Têm cor cinza, granulação muito fina e composição mineralógica compatível com a de metarriólitos, muito embora não tenham sido encontradas texturas comprobatórias.

No P-2046 (H17) foram identificadas camadas boudinadas e parcialmente silicificadas, com até 20 cm de espessura, de metarriólitos, intercaladas concordantemente em metapelitos. Leitos feldspáticos associados sugerem tratar-se de rochas de origem vulcanoclástica, mas como as anteriores, não têm qualquer evidência textural que as identifique indubitavelmente. Estes leitos, na sequência metassedimentar sobreposta aos derrames basálticos, tal qual os metadacitos descritos anteriormente, devem corresponder à evolução do magmatismo acompanhando a evolução da bacia.

2.1.7 Rochas cálcio-silicáticas

Diversos corpos destas rochas foram mapeados (ANEXOS I, II e III). Têm formas lenticulares, com poucos quilômetros de comprimento máximo e maiores larguras em geral inferiores a 200 m, exceto na parte central da região estudada, onde afloram em maior área, devido principalmente às deformações tectônicas e a oeste do Granito Pau Pedra. A espessura real, desconsideradas as transposições, variam de poucos a quase uma centena de metros.

As rochas cálcio-silicáticas têm elas um posicionamento estratigráfico muito bem definido. Estão sempre sobre as unidades vulcânicas de composição básica ou intermediária e estão especialmente bem desenvolvidas em locais onde os topos dos derrames estão afetados por hidrotermalismo-metassomatismo pré-metamórfico. Mais raramente podem existir como corpos bastante restritos, associados aos metatufos e como leitos interderrames.

Os produtos das alterações intempéricas são de fácil identificação em campo, pois têm uma cor ocre clara bastante característica, comumente com óxidos e hidróxidos de manganês disseminados em pontos, nas fraturas e em bandas preferenciais, chegando mesmo a torná-las marrom escuras, cor de pó de café. Às vezes, são encontrados leitos quartzosos e a estrutura bandada é quase sempre evidente nestas alterações. Os minerais residuais destes solos e saprólitos são característicos e distintos das metabásicas, estando representados principalmente por epidoto, tremolita-actinolita e, bem subordinadamente, por biotita (e flogopita) e diopsídio (TABELA 4).

Os contatos destes corpos com as encaixantes são bruscos na base, especialmente quando depositados sobre as unidades vulcânicas e lateralmente, nitidamente gradacionais e interdigitados com metapelitos e metassedimentos tufíticos. Em geral gradam para metapelitos ricos em óxidos e hidróxidos de manganês e com leitos de *metachert* em direção ao topo, com contínua redução dos minerais cálcio-silicáticos em detrimento aos minerais terrígenos.

Diversos tipos de rochas cálcio-silicáticas um pouco distintos entre si estão presentes. O tipo mais comum tem cor verde-escura a clara, granulação fina a muito fina, com forte estruturação em lâminas e bandas de espessura bastante variável, em geral ao redor de 1 - 4 cm, alcançando até 15 - 20 cm. Esta estruturação é dada pela intercalação de leitos com diferentes proporções ou composições mineralógicas (FOTO 16). Tipicamente ocorrem bandas de cor verde amarelada, relativamente ricas em epidoto, alternadas com outras verdes, de brilho vítreo, compostas predominantemente por tremolita-actinolita e diopsídio. Outras vezes existe um enriquecimento relativo de quartzo ou flogopita em algumas bandas. Subordinadamente ocorrem feldspatos, opacos, turmalinas,

granadas e carbonatos (muito raramente). Epidoto comumente ocorre como veios de espessura variável, às vezes fazendo com que a rocha adquira aspecto brechado.

FOTO 16 - Aspecto geral das rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta, onde os leitos mais claros representam concentrações de epidoto e os mais escuros de tremolita/actinolita e diopsídio.

Na região central da área estas rochas têm quase sempre porfiroblastos de agregados radiais de tremolita-actinolita e/ou cristais isolados de epidoto ou anfibólio, concentrados preferencialmente em determinados leitos e deformados pelas segunda e terceira fases deformacionais (FOTO 17). As rochas da parte sul têm, em geral, bandas mais finas com pequenas manchas amareladas epidosíticas, bem como de anfibólios.

FOTO 17 - Rochas cálcio-silicáticas com porfiroblastos de agregados radiais de tremolita-actinolita.

Óxidos e hidróxidos de manganês podem se concentrar em leitos, mas são de ocorrência menos comum, assim como intercalações de metapelitos, como no P-1608 (S14), por exemplo, e de carbonatos, verificados apenas em raros intervalos de testemunhos de sondagens na Área Tapera Grande (P10) e (Q12). Grafita foi também verificada, sempre associada aos leitos de *metachert*.

Devido ao seu comportamento reológico, estas rochas, especialmente as com estruturas laminadas, registram excepcionalmente bem dobras intrafoliais disruptas e as das fases subseqüentes, com foliação plano-axial e crenulações associadas, como nos P-275 (Q11) e P-154 (Q12), por exemplo.

No sentido nordeste os corpos de rochas cálcio-silicáticas tornam-se menos abundantes, até o seu desaparecimento, e ressurgem associadas a metabasitos na extremidade norte da área, com aspecto um pouco distinto, muito embora também ocorram afloramentos de rochas bandadas e laminadas típicas, sem os porfiroblastos de agregados radiados. Neste local elas tendem a adquirir tons mais acinzentados, têm estrutura bandada predominando sobre as laminadas e têm leitos quartzosos, ricos em magnetita e hematita, mais freqüentes e espessos. A turmalina é mais abundante, bem como os opacos, e o epidoto passa a ser um constituinte menos importante.

No P-2763 (I15) a laminação configura estrutura que se assemelha a estratificações cruzadas de pequeno porte, tangenciais à base, o que pode constituir, além do bandamento composicional, uma estrutura primária preservada. Em outros locais, os dobramentos sugerem laminação convoluta, como no P-1618 (G14), por exemplo (FOTO 18).

FOTO 18 - Rochas cálcio-silicáticas com dobras que sugerem laminações convolutas.

Outro tipo relativamente freqüente destas rochas é formado por rochas semelhantes às anteriores, mas com lâminas, bandas e mesmo manchas estiradas, formadas essencialmente por hornblenda, com plagioclásio e epidoto subordinados (FOTO 19). Estas ocorrem sempre em íntima associação com rochas vulcanoclásticas metamorfisadas e correspondem a uma fácies transicional entre ambos, devido à precipitação de carbonatos sobre e/ou à carbonatização das rochas metavulcanoclásticas.

FOTO 19 - Aspecto das rochas cálcio-silicáticas com partes hornblendíticas possivelmente derivadas do metamorfismo de rochas vulcanoclásticas básicas.

O terceiro tipo, menos comum, está representado por rochas formadas essencialmente por tremolita-actinolita-diopsídio. Estas são pouco bandadas ou maciças, têm cor verde, brilho vítreo e granulação fina a muito fina. A distribuição é restrita, correspondendo a variações locais na composição química do sedimento, assim como das estruturas sedimentares.

Em um mesmo corpo são comuns associações entre os diversos litotipos descritos e a variação das fácies pelíticas e cálcio-silicáticas é bastante intensa, constituindo estas rochas, em essência, lentes depositadas sobre as metavulcânicas, especialmente ao redor de antigos centros vulcânicos submersos, provavelmente devido à atividade exalativa pós-magmática em ambiente de águas profundas. A participação dos processos de carbonatização pode ter sido importante na formação de algumas das rochas transicionais, especialmente as vulcanoclásticas. Não foram reconhecidas rochas que pudessem ser associadas a ambientes de águas rasas, mesmo ao redor de estruturas vulcânicas subaéreas, como as descritas por Bergmann (1988).

2.1.8 Metassedimentos grafitosos

Metapelitos com variáveis proporções de grafita foram encontrados em muitos locais da área, em associações litológicas diversas, constituindo geralmente corpos lenticulares com poucos metros de espessura.

Corpos maiores foram mapeados na Vasconcelândia, nas proximidades do Lago do Franco (M15) e (N15) e ao redor do local (P11). Têm espessura máxima de algumas dezenas de metros e extensão às vezes superior a 2,0 km.

As rochas que constituem estes corpos são, em geral, cinza claras, localmente cinza escuras devido ao enriquecimento em grafita, têm estrutura bandada ou laminada dada por leitos mais ou menos ricos em grafita, sericita ou quartzo, e outros são esbranquiçados. Quase sempre estão bastante foliados e crenulados.

Nas proximidades do contato com os metapelitos não grafitosos ocorrem enriquecimentos em sericita e biotita devido ao empobrecimento gradativo em grafita, e, comumente, as rochas têm pequenos porfiroblastos de granada, estauroлита e sillimanita fibrosa. Em alguns locais, como na Vasconcelândia (M15) e (N15), esses metassedimentos são mais grafitosos e contêm intercalações mais freqüentes de leitos argilosos brancos e limoníticos, assemelhando-se às ocorrências intercaladas em metassedimentos tufíticos. A presença de sulfetos, principalmente pirrotita, pirita e pequenas porcentagens de calcopirita é notável no corpo situado ao redor do local (P10), onde a rocha foi observada fresca, através de testemunhos de sondagem. Os xistos são finos e formados essencialmente por muscovita, biotita e quartzo, podendo ter ainda clorita, granada, cianita, andaluzita, sillimanita ou cordierita associados ou não. A grafita ocorre como finas disseminações, ora fracas ora intensas, entre ou nos diversos minerais. Os sulfetos estão disseminados, remobilizados em fraturas, veios, ou estão em bandas praticamente maciças, com 0,5 a 2,0 cm de espessura.

Estas rochas estão, em geral, colocadas estratigraficamente sobre as rochas metabasíticas e metavulcanoclásticas intermediárias e básicas e, nas proximidades do Lago do Franco (N14), estão recobertas por metassedimentos pelíticos ou pelito-quartzosos. A associação litológica sugere que estes litotipos correspondam às fácies distais euxínicas da atividade vulcano-exalativa sin-sedimentar.

As rochas dos corpos que se situam nas proximidades dos metabasitos são, relativamente às das lentes menores, que serão descritas adiante, em geral, mais grafitosas e escuras e menos sericíticas e podem ter disseminações mais freqüentes de sulfetos (essencialmente pirita e pirrotita) e de manchas de limonita derivadas das suas alterações intempéricas.

O contato com as encaixantes metapelíticas pode ser brusco ou gradacional, ocorrendo, neste caso, uma contínua redução das disseminações de grafita até seu desaparecimento. Nas proximidades destes contatos e especialmente quando situados nas proximidades das metavulcânicas/vulcanoclásticas, podem ter contribuição de óxidos e hidróxidos de manganês.

As lentes menores e mais delgadas ocorrem geralmente intercaladas em metapelitos, metassedimentos tufíticos, rochas metabasíticas e associadas às formações ferríferas (ANEXO II).

As rochas dos corpos menores, especialmente quando intercaladas nos metapelitos tufíticos, têm, em geral, cor cinza escura a preta e teores mais elevados de grafita que as anteriormente descritas, assim como granulação mais fina e menor proporção de sericita. Têm tipicamente bandas e lâminas de cor branca argilosa alternadas com as grafitosas (FOTO 20) e dentro de ambas notam-se ainda estruturas rítmicas, com disseminações de grafita ou com a presença de leitos de cor mais clara ou escura nas bandas grafitosas. Estas estruturações internas têm contatos graduais, ao passo que as bandas e lâminas têm contatos, em geral, bruscos. O contato com as encaixantes (metassedimentos tufíticos) é sempre brusco e bastante nítido, seja no topo ou na base da camada. Tal qual as rochas equivalentes dos corpos maiores, mostram-se bastante deformadas, crenuladas e transpostas. É muito característica a presença de leitos e pontos limoníticos, em muitos dos quais são ainda encontrados restos inalterados de pirita, sendo que uma amostra do P-457-A (R13) apresentou quase 6000 ppm de enxofre. A presença de pequenos porfiroblastos de granadas e de andaluzita parcialmente alterados não é incomum.

Os litotipos associados aos corpos de metabasitos são cinza escuros, pouco laminados e bandados e às vezes são bastante ricos em limonita. Os contatos com as encaixantes metabasíticas não são observados nos afloramentos visitados, mas na associação geral, correspondem a deposições sedimentares e vulcano-exalativas ocorridas entre sucessivos derrames.

FOTO 20 - Metassedimentos grafitosos bandados.

Os corpos de metassedimentos grafitosos associados ou intercalados às formações ferríferas (*BIFs*), ocorrem em camadas de espessura variável, alcançando vários metros. Alguns destes corpos menores puderam ser individualizados nos trabalhos de mapeamento. Quando constituem intercalações, as rochas são mais bandadas e de cor cinza azulada, às vezes com leitos de *metachert*, limonítico ou não, ou de limonita. Na base dos *BIFs* são bandados, têm menor teor de grafita e tipicamente alternam-se leitos brancos, quartzosos, sericítico-grafitosos ou sericíticos. Sulfetos estão também presentes. Quando no topo, são finamente laminados, com aspecto rítmico várvido, apesar da intensa transposição, inclusive com abundantes dobras intrafoliais.

2.1.9 Metassedimentos quartzosos

Vários corpos desta unidade foram individualizados, com o intuito de verificar sua distribuição em relação aos metapelitos e metapsamitos e, conseqüentemente, fornecer subsídios para reconstituição da paleogeografia da bacia. As rochas aqui referidos como metapelitos quartzosos correspondem a metassedimentos com mais de 50-60% de quartzo, que generalizadamente podem ser chamados de mica-quartzo xistos, e a metassedimentos com freqüentes intercalações de leitos de metassiltito e/ou de quartzito.

Procurou-se delimitar, com a precisão possível, áreas onde tais rochas ocorrem ou predominam, podendo-se destacar, como mostra o mapa geológico (ANEXO I), duas áreas nas seguintes situações:

- nas proximidades e nas circunjacências da unidade de quartzitos da Formação Pirucaia, onde formam corpos com centenas de metros de largura e até 7 km de comprimento
- na região central da seqüência metavulcano-sedimentar, onde ocorrem lentes com mais de 2 km de comprimento e até 250 m de espessura máxima, muito embora, em geral, sejam de menores dimensões. A partir daí, estas lentes ocorrem cada vez mais esparsamente nos sentidos nordeste e sudoeste.

De modo geral, os metapelitos quartzosos são encontrados quase sempre alterados, quando têm cor rósea a alaranjada ou avermelhada clara, que gradam para cores mais acinzentadas quando mais frescas. Os produtos de intemperismo mais intenso são sempre arenosos ou sílticos e muitas vezes são bastante semelhantes aos produzidos pelos quartzitos, devido à intercalação de leitos e camadas de quartzito.

Os mica-quartzo xistos são comumente bandados e, às vezes, pouco estruturados e são compostos por leitos de diferentes composições mineralógicas, em geral quartzosos ou enriquecidos em biotita e granada. Estão bastante foliados e freqüentemente dobrados e crenulados. Os principais constituintes são o quartzo, a muscovita e a biotita, geralmente predominando a muscovita entre as micas, embora não falem tipos com quantidade relativamente grande de biotita. A concentração destes minerais em determinados leitos deve refletir variações na composição do sedimento original. Como componentes menores encontram-se predominantemente granada, seguido de estauroлита, sillimanita granular e fibrosa, muitas vezes derivada de cianitas, bem como cordierita e, mais raramente, feldspatos alterados, aparentemente metamórficos, pois não se assemelham ou se distribuem como antigos clastos.

Associados ou não com estas rochas ocorrem outros metassedimentos quartzosos com composição mineralógica semelhante, mas diferindo por apresentarem uma estruturação mais acentuada, dada pela presença de lâminas e predominantemente bandas mais quartzosas ou quartzíticas alternadas com xistos micáceos finos, com 20 - 35% de quartzo. Nas proximidades dos corpos quartzíticos, os leitos quartzosos tornam-se mais freqüentes e espessos, tendo comumente 5 a 15 cm de espessura, alcançando às vezes mais de 50 cm. Nestes casos, os micaxistos encaixantes são quase sempre quartzosos.

Nestas rochas não foram observadas estruturas primárias, mas freqüentemente há redução da granulação em direção aos metapelitos do topo e contatos bruscos com o metapelito da base. A granocrescência também foi verificada em alguns locais e corresponde, em muitos casos, a inversões tectônicas.

Dos corpos de metassedimentos quartzosos que não estão associados aos quartzitos, o que aflora no acesso da Cervejaria Skol (O14) para o Lago do Franco (M14) é o mais característico. É composto por rochas rítmicas de cor vermelha clara arroxeada, quando alteradas, e acinzentadas, quando mais frescas, com leitos brancos e arroxeados quartzíticos, pouco micáceos, de espessura variando de 0,1 a 4 cm, intercalados em metapelitos por vezes quartzosos, quase sempre bem laminados por leitos mais claros ou escuros e com espessura bastante variável (FOTO 21). Camadas de quartzito branco, pouco micáceo, com alguns metros de espessura, não são raras. Os leitos de quartzito têm contatos bruscos com os metapelitos, estão dobrados e redeformados, e são, comumente, descontínuos e têm laminação interna dada por micas. Os leitos de xisto quartzoso a mica-quartzo xisto têm, às vezes, contatos gradacionais na base e no topo e, às vezes, brusco na base e gradacional no topo. As partes não quartzosas são bastante ricas em biotita, com muscovita subordinada, sendo bastante freqüentes lâminas essencialmente biotíticas. Granada, como pequenos porfiroblastos quase sempre alterados, é comum.

Estes metassedimentos estão estratigraficamente posicionados sobre os derrames de rochas básicas metamorfisadas.

As rochas associadas aos quartzitos correspondem a variações faciológicas dos metapsamitos para metapelitos e as lentes de ritmitos foram depositadas nas porções aqui consideradas como mais profundas da bacia, em ambiente já redutor, deduzido pela associação com metassedimentos grafitosos. As estruturas rítmicas e as relações de contato dos leitos sugerem terem sido estas rochas antigos turbiditos, muito embora os leitos quartzíticos puros deponham contra a hipótese.

FOTO 21 - Metassedimentos quartzosos rítmicos da região do Lago do Franco (M14). Os leitos claros correspondem a quartzitos e os marrom avermelhados a xistos e quartzos com granada.

2.1.10 Formações ferríferas

Os maiores corpos de formações ferríferas, mapeáveis na escala 1:25.000, foram agrupados em duas unidades de mapeamento, denominadas de tipos simples e complexo. A primeira é formada essencialmente por camadas de formação ferrífera da fácies óxido e/ou *metachert* ferruginoso, e a segunda, por uma associação de litotipos, incluindo formações ferríferas da fácies óxido e silicato, metavulcanoclásticas, metassedimentos manganesíferos e grafitosos e turmalinitos.

a) Tipo simples

As rochas de formações ferríferas do tipo simples afloram, de maneira geral, como blocos e matacões, mais raramente *in situ*, como na região do P-3125 (H22), onde sustentam uma delgada crista topográfica facilmente identificável em fotografias aéreas.

Alteram-se menos que as rochas encaixantes, dando como produto um solo arenoso rico em pequenas concreções limoníticas e com abundante magnetita e/ou especularita, facilmente reconhecível em campo.

Fazem contato sempre brusco com as encaixantes metapelíticas que comumente podem apresentar contribuições de material vulcanoclástico. A espessura real destas camadas é em geral de poucos metros, chegando a 20 - 30 m em casos excepcionais. Muitas vezes ocorrem intercaladas em rochas metabásicas ou metavulcanoclásticas. São bandadas a laminadas, com alternância de leitos essencialmente quartzosos com outros formados principalmente por magnetita, especularita, hematita e quartzo. Os minerais de ferro chegam, por vezes, a formar bandas quase maciças e, em outras situações, apenas disseminações no quartzo.

Em diversos afloramentos, como nos P-638 (P14), P-1082 (O15), P-1907 (M15), P-2985 (D24) e P-3120 (J21), as rochas apresentam estruturas ovóides com 0,3 - 1,0 cm, muito ricas em especularita/hematita (FOTO 22), envolvidas por quartzo com pouco óxido de ferro, geralmente de granulação um pouco mais grossa e com cristais eu- a subhédricos mais grossos de magnetita. Estas estruturas podem ser relíquias de texturas primárias esferulíticas, oolíticas ou pisolíticas. Nos leitos quartzosos, o mineral é sempre fino e friável, com aspecto de metarenito puro, indicando cristalização intensa, deformação e recristalização dos *cherts* originais. Em muitos locais remobilizações hidrotermais produziram veios de quartzo, também com magnetita, friáveis devido ao metamorfismo superimposto.

FOTO 22 - Formação ferrífera do tipo simples, fácies óxido, com agregados de hematita/especularita envolvidos por quartzo e com leitos de *metachert*, do P-1907 (M15).

As quantidades de minerais de ferro são compatíveis com típicos *BIFs* de fácies óxido que passam, ao longo de poucas dezenas ou centenas de metros, para *metacherts* quase puros.

Localmente ocorrem enriquecimento em cloritas, quase sempre acompanhadas de granadas róseas, que tendem a se concentrar em bandas, como no P-3120 (J21), apesar das remobilizações e deformações superimpostas. Turmalinas disseminadas, também distribuídas em lâminas preferenciais, são constituintes menores bastante freqüentes, bem como sulfetos, principalmente pirritas, observadas quase sempre limonitizadas. Cavidades lixiviadas são comuns, tanto no *BIF* como nas remobilizações hidrotermais, e sugerem antigas concentrações de sulfetos. Concentrados de bacia de solos derivados destas rochas incluem sempre pirritas limonitizadas, às vezes em grande abundância, como no P-638 (P14), por exemplo. Os sulfetos podem ser devidos à deposição primária

em locais com condições físico-químicas apropriadas, mas também foram introduzidos por fluidos hidrotermais, como no P-3120 (J21), onde ocorrem como veios e como disseminações, juntamente com ouro nativo. No mesmo afloramento, as variações das condições físico-químicas do meio deposicional são também evidenciadas pela presença de leitos de cloritito, correspondendo à fácies silicato, indicando possíveis variações, ou para fácies de sulfetos, ou mesmo na fonte dos sedimentos originais, com contribuição de tufos básicos.

Em diversos afloramentos destas formações feríferas, como no P-2066 (L16) por exemplo, o bateamento, após moagem da rocha, revelou a presença de abundante cobre nativo junto aos demais minerais pesados, que pode ter sido originado por reações de sulfetização, como, por exemplo, calcopirita → bornita → digenita → cuprita → cobre nativo.

Muito embora sejam poucos os corpos de *BIF*'s do tipo simples mapeáveis na escala 1:25.000, estas rochas são bastante freqüentes nas unidades de rochas metavulcanoclásticas e dos filitos manganíferos, constituindo delgados leitos com 0,2 até 4 cm de espessura, às vezes alcançando alguns decímetros.

b) Tipo complexo

A principal unidade de *BIF* da área estudada aflora ao redor do granitóide Pau Pedra (ANEXOS I e II). A unidade encontra-se intercalada nos metassedimentos terrígenos depositados sobre as rochas metavulcânicas e as lentes de metavulcanoclásticas e rochas cálcio-silicáticas.

Os produtos das alterações intempéricas (saprólitos) são bastante característicos, apresentando estruturas bandadas ou laminadas, cor ocre a vermelha, ricas em óxidos e hidróxidos de manganês e os solos são bastante ricos em fragmentos de quartzito friável com limonitas, plaquetas de óxidos e hidróxidos de manganês e grãos de magnetita. Rochas totalmente frescas são bastante raras.

Nos mapas foram representados, onde foi possível, duas associações principais de litotipos, quais sejam:

- zonas com abundância ou predomínio de fácies óxido, com magnetita, e de fácies silicato;
- zonas com predomínio de metassedimentos ricos em óxidos e hidróxidos de manganês e, freqüentemente, com abundantes leitos de *metachert*.

A primeira zona é formada por rochas essencialmente bandadas, com partes mais laminadas, formadas essencialmente por leitos com magnetita (parcialmente limonitizados) e óxidos e hidróxidos de manganês intercalados por lâminas e bandas de *metachert* puro ou ferruginoso. Pequenas quantidades de cloritas e de anfibólios são por vezes identificados (FOTO 23).

A fácies silicato é formada pela alternância de leitos compostos essencialmente por cummingtonita e/ou grunerita anfibolitos, com abundante clorita e granada manganífera (identificada pela alteração para óxidos e hidróxidos de manganês), com outros quartzíticos (*metachert*), com delgadas lâminas ou filmes de clorita, opacos ou granada.

Estas rochas estão recobertas, na parte leste da estrutura, por metarritmito muito fino e transposto tectonicamente, com lâminas cinza escuras, grafitosas e localmente por filitos grafitosos rítmicos, bandados e laminados. Sob a camada e intercalados, ocorrem corpos de metabasitos pouco espessos e descontínuos, com camadas de poucos metros de espessura de rochas cálcio-silicáticas associadas. Mais freqüentemente ocorrem

camadas de metatufos básicos, finos e metassedimentos com contribuições de argilas de derivação vulcânica. Estes metatufos, quando mais grossos, não preservam as estruturas originais, tendo sido assim interpretados por ocorrerem em bandas de poucos centímetros a metros de espessura e por apresentarem estrutura finamente laminada e composição anfibolítica, com textura nematoblástica. Ao microscópio mostram a alternância de pequenas lentes quartzosas finas com outras plagioclásio anfibolíticas, com granada associada, biotita subordinada e traços de muscovita.

FOTO 23 - Detalhe da formação ferrífera da fácies óxido, com alternância de bandas de magnetita parcialmente limonitizadas e de *metachert*, do P-3012 (T8).

A intercalação de metassedimentos grafitosos como leitos com decímetros a metros de espessura é também bastante freqüente, assim como metassedimentos muito alterados, argilosos, às vezes com contribuição de material vulcanoclástico, alguns de cor ocre, outros cinza azulados, outros cinza escuros, manganésíferos, ora laminados, ora bandados, com freqüentes leitos de *metachert* ou ferruginosos (limoníticos).

Sulfetos não foram encontrados, mas muitas formas e cavidades com limonita sugerem terem existido. A presença de inclusões abundantes de carbonatos nos grãos de quartzo derivados da cristalização dos *cherts* sugerem a possibilidade de que, em parte, os sedimentos podem ter tido contribuição da deposição da fácies carbonática.

Outros litotipos muito característicos que ocorrem intercalados nestes *BIF's* são os turmalinitos, também muito comuns como pequenas lentes nos metassedimentos encaixantes. No P-489 (S12) foram encontrados diversos corpos intercalados nos *BIF's*, tendo o maior deles cerca de 80 cm de espessura. São rochas de cor negra, granulação muito fina e estrutura finamente laminada dada por leitos de turmalina (scherlita a dravita) e *metachert*, com pirita e opacos associados, quer seja na superfície metamórfica laminada, quer seja em pequenos veios de quartzo, indicando remobilizações. Granada é, novamente, um componente acessório importante e as rochas foram interpretadas como representativas de uma variação da fácies silicática da formação ferrífera.

Esquemas da associação dos diferentes litotipos que compõem a unidade de mapeamento desta formação ferrífera podem ser verificados nas FIGURAS 19 e 20, sendo a primeira de parte do flanco oeste e a segunda do flanco leste da estrutura (ANEXO I).

FIGURA 19 - Estratigrafia esquemática, sem escala, das formações ferríferas e rochas associadas no P-3113 (T8).

FIGURA 20 - Perfil esquemático de parte do flanco leste da formação ferrífera do sul da área, no P-486 (S12).

As variações composicionais verificadas nestes *BIF's* e a associação dos litotipos com as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas (inclusive constituindo leitos nestas), permitem caracterizá-las como do tipo Algoma (Gross, 1965), ou DWAT-IF e SVOS-IF (Kimberley, 1978), assunto este que será melhor caracterizado no CAPÍTULO VIII.

A segunda zona corresponde às áreas de afloramento onde predominam metassedimentos ricos em óxidos e hidróxidos de manganês. A variação entre ambas zonas foi verificada a partir da região central dos flancos da dobra desenhada no ANEXO I, nos sentidos de fechamento da estrutura, do final dos flancos, e, mais tipicamente, em direção ao topo da camada.

Esta zona é formada por rochas com estrutura bandada a laminada, com leitos mais quartzo-sericiticos alternados com outros ricos em manganês, como disseminações ou com aspecto mais compacto, bem como

outros de quartzito fino, interpretados como *metachert*. Estas têm, caracteristicamente, fraturas preenchidas por óxidos de manganês e freqüentes intercalações de metapelitos grafitosos, metassedimentos tufticos, metassedimentos algo limoníticos e de leitos de formações ferríferas da fácies óxido, com magnetita.

Em essência, estes litotipos correspondem às fácies distais e finais da deposição exalativa vulcanogênica.

A formação ferrífera que ocorre na região da Barroca Funda (D23) tem os característicos litológicos análogos aos descritos anteriormente, ressaltando-se apenas que em uma das amostras foi verificado um fragmento alongado de metabasito em meio aos sedimentos químicos, com 4 - 5 cm de comprimento, com formas que recordam as de um ejetólito, o que poderia indicar atividades piroclásticas mais intensas naquela parte da área.

2.1.11 Marunditos

Algumas ocorrências restritas de rochas peraluminosas, semelhantes àquelas descritas por Anhaeusser (1978) na África do Sul, denominadas de marunditos, foram encontradas na região da Serra do Itaberaba. Os maiores afloramentos ocorrem no P-3127 (J5) e blocos menores foram verificados nos P-3117 (J21) e P-3119 (H21).

Foram encontradas em dois contextos geológicos: como intercalações mais espessas em xistos na parte noroeste da área e como possíveis camadas em meio a metabasitos, em associação com rochas metavulcanoclásticas. As relações de contato não puderam ser definidas em nenhum dos locais.

São rochas de cor creme, às vezes com tons cinza azulados ou amarelados, maciças e com granulação muito fina. A composição mineralógica é dada principalmente por finas micas brancas (margarita e muscovita), com quantidades subordinadas de coríndon, rutilo e opacos. Comumente têm veios com 0,5 - 3 cm de espessura, formados essencialmente por margarita e muscovita, com coríndon como acessório.

2.1.12 Rochas gnáissico-migmatíticas

Rochas gnáissico-migmatíticas foram encontradas em diversos afloramentos, geralmente associadas às rochas graníticas *sensu lato*, muitas vezes constituindo encraves parcialmente digeridos. Em outros locais, as deformações cataclásticas e a presença de mobilizados quartzo-feldspáticos conferem às rochas graníticas aspecto migmatítico. Ainda, em outros casos, como de muitos dos corpos de rochas graníticas mais cataclasadas, especialmente as granodioríticas e tonalíticas, é difícil definir se se tratam realmente de rochas ígneas ou gnáissicas. Entretanto, em alguns pontos ao longo da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos (ZFTG-RM), afloram blocos de migmatitos cataclasados de aspectos diversos, mas bem distintos dos granitóides deformados, como a norte do P-1379 (O8), por exemplo.

Alguns blocos são de migmatitos transpostos, do tipo flebitico a ptigmático e outros são do tipo estromático, segundo Mehnert (1968). São rochas cinza, relativamente transpostas, com biotita e anfibólio no melanosoma e leucossomas cinza, quartzo feldspáticos, às vezes tendendo a róscos (FOTOS 24 e 25).

A quase total ausência de migmatização ou de injeções quartzo-feldspáticas nas rochas supracrustais dos arredores sugere que estas rochas poderiam eventualmente pertencer ao embasamento da seqüência, muito

embora seja difícil qualquer afirmação a respeito, por aflorarem em zonas de falhas e por não terem sido observados quaisquer contatos.

FOTO 24 - Aspecto geral de migmatitos aflorantes em blocos e matações ao redor do P-1379 (O8).

FOTO 25 - Migmatito estromático parcialmente milonitizado, situado pouco a norte do P-1380 (P8).

2.2. Formação Nhanguçu

É constituída basicamente por unidades de metassedimentos ferro-manganesíferos, com lentes de rochas cálcio-silicáticas, e por metassedimentos peraluminosos, intercaladas na primeira. A Formação está geralmente colocada de modo normal sobre a Formação Morro da Pedra Preta, mas em alguns locais a análise dos perfis sugere discordâncias tectônicas e/ou sedimentares.

2.2.1 Metapelitos manganésíferos

Esta unidade aflora essencialmente como um corpo com forma alongada, orientado na direção sudoeste-nordeste, que acompanha, aproximadamente, os xistos com andaluzita complexamente dobrados. Dois corpos menores ocorrem nas partes nordeste e sudoeste da área (ANEXO I). O contato com as rochas da seqüência meta-vulcano-sedimentar é sempre brusco ou se dá através de falhamentos, e com os demais litotipos da Formação Nhanguçu, exceto com os metabasitos, é sempre gradacional.

Raríssimos afloramentos frescos foram encontrados, estando a rocha sempre intensamente alterada e, muito embora preserve bem as estruturas, sua mineralogia está totalmente modificada. A riqueza de manganês, como óxidos e hidróxidos formando grande quantidade de pequenas plaquetas dispersas em fraturas, e de ferro, como limonitas, torna os solos derivados muito típicos e facilmente identificáveis.

A análise dos minerais residuais dos solos e rochas muito alteradas tem, caracteristicamente, óxidos e hidróxidos de manganês muito abundantes e freqüentemente pequenas quantidade de epidoto/clinozoisita e de tremolita/actinolita, distinguindo-os dos demais metapelitos (TABELA 4).

Os litotipos, mesmo alterados, são bastante característicos. Têm cor cinza clara, composição sericitíca-argilosa, com típicas bandas e lâminas brancas, cauliniticas. Entretanto, é mais típica a presença de lâminas e bandas ricas em ferro e manganês em porcentagens bastante variáveis (FOTO 26), sendo observável, às vezes, poucos e raros leitos com remobilizações preenchendo fraturas, ou chegando a constituir grande parte do volume da rocha. Alguns leitos desenham dobras intrafoliais, com raiz sugerindo que o sedimento original pode ter sido depositado como misturas de óxidos ou carbonatos de ferro e manganês com argilominerais. No ponto P-2002 (M16) ocorre uma camada de rocha muito alterada, terrosa, maciça, de cor preta, formada por material com os seguintes teores: $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 12,1\%$, $\text{MnO} = 6,4\%$, $\text{Ti} = 1642 \text{ ppm}$, $\text{Ni} = 11 \text{ ppm}$, $\text{Cr} = 6 \text{ ppm}$, $\text{Co} = 105 \text{ ppm}$, $\text{Zn} = 188 \text{ ppm}$, $\text{Pb} = 89 \text{ ppm}$, $\text{Cu} = 4 \text{ ppm}$, $\text{Au} = \text{n.d.}$ e $\text{Ag} = \text{n.d.}$.

Freqüentemente são encontrados leitos com 1 - 2 cm de espessura, alcançando, às vezes, até mais de 15 cm de quartzito fino, friável, rico em especularita, que são interpretados como *metacherts* ferruginosos. Alguns destes mostram, quando concentrados os minerais pesados, grande quantidade de cobre nativo e às vezes ouro associado.

Em vários locais ocorrem, intercalados nos metapelitos manganésíferos, leitos com espessura de 10 - 20 cm, localmente de alguns metros, de metassedimentos semelhantes a eles, mas com formas ovóides achatadas abundantes, com 0,5 - 1,5 cm de eixo maior, orientados paralelamente ao acamamento que está paralelizado à S_2 ou S_1 , cuja gênese não pôde ser explicada, apesar dos estudos realizados. Todavia, as composições mineralógicas internas das formas são semelhantes às externas e são limitadas apenas uma película de hidróxidos de ferro e man-

ganês, semelhante a anéis de Liesegang, sugerindo que se trate de produtos de intemperismo, muito embora possam, em analogia com as descrições seguintes, serem relíquias de estruturas primárias.

FOTO 26 - Típico afloramento das porções mais ricas em óxidos e hidróxidos de ferro e manganês dos metapelitos manganésiferos bandados da Formação Nhanguçu.

Formas semelhantes, mas de cor verde-escura, com restos cinzentos nos núcleos e bordas envolvidas total ou parcialmente por caulim, associadas a leitos verde-escuros também ocorrem (FOTO 27). No plano S_2/S_0 verificou-se que estes nódulos achatados tendem a se agrupar em três ou quatro unidades. O estudo mineralógico através de difratometria de raios X (TABELA 5) revelou que as partes verdes são formadas por quartzo e hematita em granulação finíssima (V-1091-A₁), envolvidos por caulinita $1M_d$ + esmectita-montmorillonita + quartzo (V-1091-A₂). O metassedimento encaixante revelou-se constituído por mica + quartzo + caulinita (V-1091-A₃) e os restos de cor cinza encontrados em alguns núcleos como caulinita + hematita. Estas formas podem, aparentemente, representar antigos nódulos ricos em ferro, precipitados quimicamente durante a sedimentação.

Em outros locais, como no P-1982 (L19), os metapelitos manganésiferos têm cor marrom, são laminados a bandados por leitos acastanhados ou amarelados. Em algumas das bandas, também ocorrem formas ovóides agregadas, mas são constituídas por material rico em óxidos e hidróxidos de manganês e limonita. Entre estes leitos ocorrem outros quartzosos, pouco micáceos. O conjunto indica que houve, durante a deposição do sedimento, forte participação de precipitados químicos, com leitos ricos em *chert*, alternados com outros ricos em ferro e manganês. As formas ovóides, inclusive, podem corresponder a precipitados semelhantes aos nódulos metalíferos de bacias oceânicas.

A contribuição de carbonatos no sedimento original foi localmente significativa, pois não são incomuns metapelitos manganésiferos com clinozoisita, tremolita-actinolita, diopsídio e, às vezes, flogopita, associados a quartzo, mica e opacos.

Subordinadamente ocorrem lentes menores, não individualizadas nos mapas geológicos, de rochas cálcio-silicáticas. Uma delas é formada por rochas macroscopicamente semelhantes aos metacarbonatos do corpo

norte, que será descrito a seguir. Está inscrita na camada rica em hidróxidos de ferro e manganês terrosos anteriormente descritos.

Lentes de metatufos, de basaltos e de metatufos hidrotermalizados-metassomatizados também ocorrem, especialmente nas imediações do contato com a sequência vulcano-sedimentar.

FOTO 27 - Alterações de natureza não definida que ocorrem dispersas em camadas nos filitos manganésíferos. As formas e as composições mineralógicas sugerem tratar-se de antigos nódulos de precipitados químicos ricos em ferro.

Nas proximidades do P-1094 (L16) foi observado um dique cortando a foliação S_2/S_0 , com cerca de 40 cm de espessura, encaixado nos metassedimentos manganésíferos. A rocha está totalmente alterada, tem granulação muito fina, cor castanho-amarelada clara, não tendo sido possível determinar se está foliada metamorficamente ou não. Tem pouco quartzo de granulação fina, sugerindo tratar-se de rocha originalmente de composição intermediária a básica.

2.2.2 Rochas carbonáticas

Três corpos de rochas carbonáticas, todos com formas lenticulares, foram identificados na área, dois deles inseridos nos filitos manganíferos e um no limite destes com os metapelitos, devido às deformações e falhamentos. O situado mais ao norte tem cerca de 600 m de comprimento e 120 m de largura máxima; o central é o maior deles, com cerca de 1.500 m de comprimento por aproximadamente 200 m de largura, e o mais ao sul tem forma de uma lente dobrada, cujo comprimento deveria ser de aproximadamente 1.000 m e com 120 m de largura.

Os contatos com as encaixantes são quase sempre gradacionais, ocorrendo pelo incremento de quartzo e de micas, em detrimento aos carbonatos ou minerais cálcio-silicáticos.

As rochas do Corpo Norte (I20) são mármore de cores cinza escuras, azuladas, com bandas e lâminas mais claras ou escuras, ora mais carbonáticas, ora mais quartzosas ou flogopíticas, além de outras brancas ou esbranquiçadas, quartzosas, com carbonatos róseos (FOTO 28). Nestes leitos podem ser observadas dobras intrafoliais redobradas por dobras abertas a fechadas, tendendo a isoclinais, com nítida foliação plano-axial.

Restos de estruturas que sugerem marcas onduladas ou dobras de escorregamento também foram observadas. Remobilizações de carbonatos em veios, alguns róseos, são freqüentes. Nas bordas do corpo estão comumente presentes metassedimentos pelíticos finos, laminados, grafitosos, de cor cinza escuro.

TABELA 5 - Minerais identificados por difratometria de raios X

[illegible]

IO. Morundito

FOTO 28 - Mármore da Formação Nhanguçu (Corpo Norte), com leitos brancos quartzosos e estruturas bandadas a laminadas dadas por leitos mais ricos em carbonatos, quartzo ou flogopita e epidoto.

A alteração intempérica destas rochas produz material terroso, preto, às vezes mantendo a estrutura bandada, muito rico em hidróxidos de manganês e ferro, indicando a presença dos elementos na calcita/dolomita e/ou de carbonatos destes. Análises de difratometria de raios X (amostras PB-3089-A1, PB-3082-A2 e PB-3089-A3) indicaram a presença de calcita, dolomita e, provavelmente, rodocrosita e ankerita associadas (TABELA 5).

O Corpo Central (J19) é formado por rochas cinza claro, maciças a pouco bandadas, micáceas, de granulação fina, fortemente transposta e com abundantes remobilizações de calcita formando veios de cor branca. O bandamento é dado pelo maior teor em micas ou em carbonatos e as rochas foram classificadas como flogopita-calcita xistos a metamargas.

No sentido do leste estas rochas gradam para os metapelitos manganésíferos, com os quais estão interdigitadas. Nestes locais são algo manganésíferas e são encontradas piratas grossas, granulares. Nos sentidos do sul e do oeste, apresentam agregados radiados de tremolita/actinolita e leitos quartzosos nas proximidades de um corpo de metassedimentos quartzosos.

Na parte sul deste corpo, no P-3062 (L19), a rocha é cinza escura, tem granulação média a fina e abundantes cristais aciculares de anfibólio e, no P-3069 (J19), ocorrem veios calcíticos dobrados, muito transpostos, com calcopirita e bornita disseminadas.

A alteração intempérica deixa como produto um material amarelo claro, às vezes com tons ocre, esverdeados ou esbranquiçados, sempre com um pouco de óxidos e hidróxidos de manganês.

O Corpo Sul (O15) é constituído por mármore dolomíticos bandados e laminados, com alternância de leitos carbonáticos cinza claro ou brancos e outros cálcio-silicáticos, com epidoto, tremolita, flogopita e talco. Leitos de quartzito fino, friável, também são comuns, representando possíveis *metacherts*. Óxidos e hidróxidos de manganês são bastante frequentes. As rochas encontram-se intensamente dobradas pela segunda fase deformacional e crenuladas.

As alterações intempéricas são semelhantes às anteriores, produzindo material amarelo claro, típico da decomposição de carbonatos.

Na bacia deposicional dos metapelitos manganíferos as condições ambientais foram bastante variáveis, tendo havido locais e níveis estratigráficos de sedimentação onde a deposição foi essencialmente pelítica e outros onde houve a precipitação de materiais ricos em ferro e em manganês ou de carbonatos. A gradação e a interdigitação entre estes sedimentos foi intensa. As lentes carbonáticas parecem, entretanto, refletir em seu conjunto variações mais amplas da bacia, com sedimentos mais magnesianos na parte sul, margas calcítico-dolomíticas na parte central e mármore calcítico-dolomíticos, ricos em ferro e manganês, na porção norte, indicando, possivelmente, tendências de aprofundamento da bacia, ou de condições gradativamente mais redutoras neste sentido.

2.2.3 Metapelitos peraluminosos

Esta unidade ocorre na porção sudeste da área, constituindo uma camada alongada, orientada na direção sudoeste-nordeste, aflorando por mais de 10 km de comprimento, com largura bastante variável, normalmente com poucas centenas de metros. Trata-se de uma camada dobrada e redobrada, o que ocasionou sua repetição em vários locais, onde aparenta alguns quilômetros de largura. A espessura real pode ser de várias dezenas a poucas centenas de metros. Dois corpos menores ocorrem nas extensões norte e sul desta camada (ANEXO I).

São rochas bastante resistentes ao intemperismo e sustentam as elevações locais denominadas de Morro do Nhanguçu, (R13) e (R14), e de Morro Grande (N16).

Nos cumes e nos flancos destas elevações afloram grandes placas destes metassedimentos, comumente pouco deslocados da posição original.

A unidade está em contato gradacional com os litotipos da unidade dos filitos manganíferos, embora a zona de contato seja geralmente pouco espessa. A transição se dá pela diminuição dos hidróxidos de ferro e manganês e pelo incremento de leitos quartzosos ou quartzíticos. Por vezes este contato pode ser também brusco. Em poucos locais ocorrem superpostos metapelitos manganíferos ou quartzo-sericíticos, que podem representar repetições tectônicas ou restos de uma unidade superior quase que totalmente erodida. Os contatos com estes metassedimentos que se superpõem pareceram ser também gradacionais.

As rochas que compõem a unidade são bastante características e de fácil identificação em campo. Estão geralmente frescas ou pouco alteradas, adquirindo, neste caso, colorações cinza amarelado.

Quando frescas, têm cor cinza, cinza prateado ou cinza esverdeado e aspecto lustroso. A granulação é fina a muito fina e as rochas estão sempre intensamente foliadas, podendo ser partidas em placas com aspecto ardoso. Têm estrutura bandada a laminada, com leitos quartzosos, alternados com outros micáceos (muscovita e clorita) e, ainda, outros com a presença, rara até abundante (até 20% do volume do leito), de pequenos porfiroblastos (máximo de 4 mm de diâmetro) de andaluzita de cor verde-escura ou cinza (FOTO 29). Os leitos estão irregularmente espaçados e podem alcançar mais de 10 cm de espessura.

Em diversos locais, como no P-2360 (Q14), foram verificados leitos com espessura variando de poucos centímetros a cerca de 20 cm, ricos em finos cristais octaédricos de magnetita disseminados. Às vezes estes cristais tendem a constituir leitos, mas geralmente distribuem-se preferencialmente nas porções mais micáceas. Entretanto, também foram verificados nos leitos quartzosos, sugerindo que em parte estes possam corresponder a lei-

tos de *metachert* ferruginosos, além de psamitos. Os leitos quartzosos podem apresentar contatos bruscos ou gradacionais com o metapelito encaixante e esporadicamente foram notadas variações na granulação dos grãos de quartzo em direção ao topo, o que pode estar refletindo antiga estruturação sedimentar. A mesma gradação granulométrica ocorre nos leitos ricos em andaluzita.

FOTO 29 - Detalhe dos xistos finos com andaluzita da Formação Nhanguçu no P-2010 (O16). Pode-se notar a estrutura laminada dada por leitos quartzosos e a estrutura bandada definida por leitos mais ricos em porfiroblastos de andaluzita.

Uma forte foliação amolda-se ao redor dos porfiroblastos de andaluzita, rotacionando-os e por vezes rompendo-os, e, de modo geral, está orientada subparalelamente à S_1/S_0 , exceto nas regiões apicais de algumas dobras, como no Morro do Nhanguçu (R13) e (R14).

Ocasionalmente foram observados leitos ricos em turmalina, chegando a constituir turmalinitos, cuja gênese pode estar vinculada a ambiente evaporítico, como será discutido no CAPÍTULO VIII.

Alguns corpos de metabasito ocorrem associados a esta unidade, aparentemente intercalados ou em contato concordante com os xistos. As rochas têm granulação grossa, com cristais de hornblenda orientados segundo a foliação principal, mas preservando ainda restos de textura subofítica em meio à textura granoblástica ou nematoblástica. O anfibólio (75 - 50 % do volume da rocha) está representado por hornblenda verde-escura e o plagioclásio intersticial aos cristais de anfibólio participa com cerca de 25 - 50% do volume. A distribuição e o posicionamento da maioria dos metabasitos na unidade, aparentemente interrompendo camadas em alguns deles, e a granulação grossa são sugestivas de tratar-se de antigos *sills*. Os corpos menores, entretanto, podem ter sido derrames ou mesmo rochas vulcanoclásticas, pois metatufos e metassedimentos tufticos ocorrem nos metassedimentos superpostos (ANEXO II).

2.3 Formação Pirucaia

A Formação Pirucaia compreende as rochas quartzíticas da região, inseridas no Grupo Serra do Itaberaba como lentes de dimensões variáveis, definindo uma faixa orientada na direção sudoeste-nordeste, situada no lado noroeste da área mapeada (ANEXO I). A lente maior, situada aproximadamente na parte central da faixa, tem cerca de 14 km de comprimento e 2 km de largura máxima. O corpo de quartzito situado ao norte da lente principal tem cerca de 8 km por 1 km e o localizado ao sul aflora em uma área com aproximadamente 2 km por 1,6 km. Além destes corpos ocorrem, ainda, três lentes menores. Os corpos quartzíticos têm espessura máxima ao redor de 450 - 500 m na lente central, desconsideradas as transposições tectônicas. Pacotes mais espessos afloram a sudoeste da área mapeada.

Devido a sua resistência ao intemperismo, sustentam serras e elevações locais e geram, por degradação, solos arenosos e às vezes pedregosos.

Por situarem-se na Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ) e vizinhanças, exibem, muito comumente, feições cataclásticas/miloníticas, com forte estiramento do quartzo, desenvolvendo nítida lineação mineral, especialmente os corpos situados na porção central e sudoeste da faixa. Como consequência, muitos dos contatos observados são do tipo tectônico, dados pelos falhamentos. Apesar disto, em muitos locais, pôde-se observar contatos gradacionais, embora relativamente bruscos, com metassedimentos quartzosos. A gradação se dá pelo surgimento de leitos, geralmente com alguns centímetros até decímetros de espessura, de quartzo xistos.

As rochas são quase sempre brancas, às vezes maciças, mas mais comumente preservam um bandamento composicional muito transposto por processos tectônicos. A cristalização e a recristalização metamórfica do quartzo é, em geral, bastante intensa.

Além do bandamento, que reflete variações na composição mineralógica do sedimento original, foi verificada, apesar da transposição tectônica, granodecrescência. Esta pode ocorrer em pequenos leitos do quartzito que passam gradativamente para metassiltitos com contribuição pelítica, ou em camadas com mais de 0,5 m de espessura. Nestes casos, é muito comum a presença de grânulos e pequenos seixos arredondados de quartzo, com até 1,5 cm de diâmetro nas bases das camadas. Estas camadas gradam para quartzitos puros, com leitos e pequenas camadas de metapelitos, quartzosos ou não, no topo, como no P-1341 (M3), onde as rochas estão dobradas intrafolialmente. Granocrescências, talvez devidas aos dobramentos, foram também observadas, como, por exemplo, no P-1276 (A15). Restos transpostos de estratificação cruzada foram encontrados no P-2814 (Q2).

Nas partes mais internas das lentes, os quartzitos são quase sempre maciços e constituídos quase que totalmente por quartzo, com raros feldspatos e minerais opacos como constituintes menores ou acessórios.

Já em outros locais, como na parte sul da lente central, ocorrem leitos com teores de feldspato, biotita e muscovita variando de poucos por cento a até mais de 30% do volume do leito. Este enriquecimento em feldspato se dá, principalmente, de forma gradativa, iniciando pela presença de leitos pouco feldspáticos, que passam para outros mais ricos. Os quartzitos, nos quais se intercalam estes leitos, têm bandamento pouco acentuado, dado por variações granulométricas ou pela presença de micas.

No caso dos leitos bastante feldspáticos, a rocha pôde ser classificada como paragneisses com biotita e muscovita, ou mesmo alaskíticos, quando as micas são praticamente ausentes.

No local Guavirituba (M9), onde estas rochas são mais abundantes, foram notadas recristalizações posteriores de feldspatos alcalinos róseos e mesmo veios concordantes ou não de material quartzo-feldspático, indicando injeções magmáticas, ou até mesmo fusões parciais das rochas.

No P-2900 (O7) ocorrem bolsões de anfibolito em meio ao quartzito, bem como veios com epidoto ou de quartzo com schorlita.

Os quartzitos têm como acessórios, além das micas e feldspatos, principalmente opacos, turmalina, esta comumente com textura detrítica, zircões e limonita secundária. Em leitos mais finos e micáceos do P-143 (N8), foi observada a presença relativamente abundante de limonita, com restos de pirita em grãos ou em filmes preenchendo fraturas, estes devido às remobilizações.

O posicionamento estratigráfico da unidade é de difícil solução, devido às relações de contato encontradas entre os litotipos e pelas deformações tectônicas rúpteis que as afetaram.

Entretanto, na área onde os quartzitos distribuem-se, praticamente não são encontrados metabasitos, e onde estes afloram, não ocorrem corpos mapeáveis de quartzitos, sugerindo que a deposição destes litotipos pode ter-se dado em diferentes compartimentos da bacia sedimentar, onde as rochas quartzíticas definiriam as porções marginais e rasas e os metabasitos as mais internas e profundas. A presença de bolsões de anfibolito poderia estar indicando restos transpostos de intrusões de metabasitos ou materiais clásticos derivados da seqüência vulcânica.

As poucas relações estratigráficas com rochas da seqüência metavulcano-sedimentar indicam sempre que os quartzitos sobrepõem-se a ela, diretamente ou através dos metapelitos quartzosos, ou seja, constituem o topo da seqüência, sendo, assim, talvez correlacionáveis cronologicamente à Formação Nhanguçu.

Por outro lado, os metapelitos rítmicos quartzosos, encontrados na seqüência metavulcano-sedimentar, são semelhantes àqueles para os quais os quartzitos gradam, o que pode sugerir que a deposição dos psamitos foi em parte concomitante às atividades vulcânicas.

A ausência de critérios seguros de correlação litoestratigráfica dos metassedimentos quartzosos situados na base da Formação Pirucaia com as lentes associadas à seqüência metavulcano-sedimentar foi o motivo pelo qual foram aqui consideradas como Formação Pirucaia somente as rochas quartzíticas.

Parte dos metapelitos do topo da Formação Morro da Pedra Preta poderiam, de forma análoga, fazer parte da Formação Pirucaia, ou mesmo constituir outra formação, mas, dadas as similaridades dos litotipos e a ausência de informações geológicas que possibilitassem tal subdivisão, preferiu-se utilizar apenas as subdivisões aqui propostas.

3 GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU

O Grupo São Roque é representado, na região, pela Formação Piragibu, redefinida neste trabalho. É constituída quase que totalmente por metapelitos e metassiltitos argilosos, freqüentemente feldspáticos, com estruturas rítmicas e intercalações menores, lenticulares, de metaconglomerados e metabrechas, de quartzitos (geralmente feldspáticos), filitos grafitosos, metabasitos e de possíveis metassedimentos tufíticos.

A unidade faz, em geral, contato com o Grupo Serra do Itaberaba através de falhas transcorrentes ou através de falhas de baixo ângulo, como ao redor de (E24). Não se descarta, entretanto, a possibilidade de que, em parte, os contatos deste local possam ser discordâncias erosivas, com a unidade dos metarritmitos depositada sobre a Formação Morro da Pedra Preta.

As seguintes unidades litoestratigráficas foram individualizadas no mapa geológico (ANEXO I).

3.1 Metaconglomerados e Metabrechas

Os metaconglomerados ocorrem nas proximidades do Grande Clube da Montanha (L7). Formam uma série de corpos lenticularizados pelos processos tectônicos, com 1 a 3 m de espessura máxima e alguns metros a poucas dezenas de metros de comprimento. São facilmente mapeáveis por aflorarem por centenas de metros ao longo da foliação, devido ao fato de serem mais resistentes aos processos intempéricos. Para representação no mapa, as lentes foram agrupadas em um único corpo (ANEXO I).

As lentes do corpo maior verificadas entre (L7) e (M6) estão em contato tectônico com rochas granitóides cataclasadas e inseridas em metassedimentos finos. Gradam para filitos, com a redução da porcentagem e da granulação da fração conglomerática.

As rochas são bastante heterogêneas e foliadas. Têm uma matriz filítica de cor verde acinzentada, devida à presença de clorita e sericita. Os clastos estão geralmente estirados tectonicamente, especialmente os maiores, e são constituídos por clorita quartzitos, xistos micáceos, quartzo de veio, possíveis metabasitos e granitóides muito alterados, com dimensões variando de grânulos até mais de 25 cm de comprimento (FOTO 30). Os fragmentos mais finos comumente apresentam as formas originais e são geralmente angulosos, ocorrendo também seixos bem arredondados e placóides. No sentido noroeste, em direção ao topo da seqüência, a matriz torna-se mais quartzosa e sericitica, restando pouca clorita, ao mesmo tempo em que se reduz drasticamente o volume dos seixos, que passam também a ser essencialmente de quartzo e de quartzitos.

FOTO 30 - Metaconglomerados do Grupo São Roque no P-1315 (L7), onde se pode observar o forte estiramento e as dimensões dos fragmentos grossos.

A foliação que as afeta é uma foliação filítica levemente crenulada ou uma foliação milonítica devida às falhas que delimitam parcialmente o corpo.

As metabrechas ocorrem na continuidade sul do corpo de metaconglomerado e como uma lente situada mais a oeste, junto ao Rio Pinheiros (M5). Outros corpos identificados na área não foram delimitados no mapa devido às suas pequenas dimensões.

Estas rochas estão parcialmente alteradas, intensamente crenuladas ou milonitizadas. Têm cor de intemperismo branco-amarelada, às vezes algo alaranjada ou esverdeada, e amarelo-esverdeada quando mais frescas. Nos afloramentos formam corpos com decímetros a vários metros de espessura, não tendo sido possível a verificação da continuidade longitudinal dos corpos. O corpo menor, representado como uma lente, deve possivelmente pertencer a um nível estratigráfico distinto e superior aos metaconglomerados. Este também apresenta contatos gradacionais para filitos sericíticos branco amarelados, pouco quartzosos, às vezes com raros fragmentos dispersos.

As metabrechas são formadas essencialmente por fragmentos e seixos de quartzitos e de quartzo e, subordinadamente, de xistos finos com poucos milímetros a centímetros de comprimento, por vezes alcançando 80% do volume da rocha, em matriz filítica, quartzo filítica ou siltica. A textura pode ser clasto-suportada ou matriz-suportada. Muitos dos seixos e fragmentos estão parcialmente lixiviados e enriquecidos em limonita e hidróxidos de manganês. Leitos esverdeados, cloríticos, são freqüentes nas metabrechas e nos filitos.

3.2 Metarritmitos, Metarcóseos, Quartzitos, Filitos Grafitosos e Ardósias

As rochas que compõem esta unidade têm distribuição ampla na área mapeada, constituindo o conjunto a quase totalidade do que é aqui denominado de Formação Piragibu do Grupo São Roque.

De maneira geral, predominam os metassedimentos rítmicos, estando os metarcóseos e metassedimentos feldspáticos aparentemente mais concentrados na porção nordeste da área.

Os metarritmitos estão quase sempre total ou parcialmente alterados, assumindo cores róseo-amareladas, alaranjadas ou avermelhadas. Raramente têm tons arroxeados. Quando mais preservadas dos processos intempericos, têm cor cinza ou cinza esverdeada clara a escura.

Têm como característico uma estruturação rítmica (FOTO 31), com alternâncias de leitos mais quartzosos (originalmente mais silticos ou arenosos), com outros mais clorítico-sericíticos (derivados de sedimentos pelíticos). As espessuras dos leitos variam de menos de um milímetro metros de espessura, constituindo, nestes casos, camadas quase que totalmente maciças. Predominam amplamente leitos na faixa entre 0,1 - 4,0 cm de espessura.

Os leitos quartzosos estão freqüentemente estirados e boudinados e são, às vezes, muito puros e de cores brancas alaranjadas ou amareladas. Os contatos com os leitos de metapelitos se dão de forma geralmente brusca na base e gradacional no topo, sendo verificável em muitos casos granodecrescência.

São bastante comuns e freqüentes estruturas sedimentares preservadas, notadamente estratificações gradacionais, marcas onduladas, estratificações cruzadas de pequeno porte e brechas intraformacionais.

As estratificações gradacionais ocorrem tanto nos leitos silticos como nos mais finos e as estratificações cruzadas, tangenciais na base, foram verificadas em leitos silticos com 1 - 10 cm de espessura.

Nos metarritmitos do P-3076 (L19) ocorrem pequenos leitos com estratificação cruzada e material brechado com fragmentos de granulação mais grossa. Inseridas nos leitos metapelíticos ocorrem também lentes sil-

ticas com estruturas internas cruzadas, com 1 - 2 cm de comprimento, sugerindo tratar-se de estruturas *lensing* deformadas. A granodecrescência e as estratificações cruzadas têm sempre indicação de topo normal e concordantes na escala de afloramento, indicando que as repetições das camadas por dobramentos, se existentes, devem ser raras.

FOTO 31 - Aspecto dos filitos rítmicos alterados do Grupo São Roque - Formação Piragibu, no P-2650 (C12).

Muito comumente, as rochas metapelíticas, mas principalmente as metapsamíticas, têm feldspatos em proporção variável de poucos a mais de 50% do volume da rocha. Em lâmina pôde-se observar feldspatos potássicos e plagioclásios (que podem predominar sobre os primeiros) e, tal qual quartzo, as formas arredondadas da textura clástica original. Em afloramento os feldspatos estão comumente caulinizados. Quanto à granulação, são medianamente selecionados. Estas rochas foram classificadas, em função do material pelítico intergranular (agora transformado em sericita e clorita), como metagrauvacas ou metarcóseos.

Na porção noroeste de ocorrência do Grupo, ao redor dos locais (B30) e (C28), os metassedimentos feldspáticos formam corpos mais espessos e são geralmente pouco estruturados, tendendo a maciços.

Quartzitos mais puros ou com pequena porcentagem de feldspatos ou, ainda, quartzitos cálcio-silicáticos com palgioclásio, epidoto e tremolita/actinolita, por vezes formam camadas métricas.

Muito freqüentemente ocorrem pequenos leitos cinza, sericíticos, com grafita disseminada que, por vezes, formam corpos maiores, estes discriminados no mapa geológico (ANEXO I), geralmente com filitos cinza prateados, lustrosos, associados. Rochas ricas em hidróxidos de ferro e de manganês também podem ocorrer, embora mais raras.

Outros litotipos identificados, sempre constituindo corpos menores, foram típicas ardósias e são rochas branco-amareladas, sericítico-cauliníticas.

Na faixa de afloramentos situada a leste do Grupo, no sentido sudoeste-nordeste, ocorre um pequeno incremento do grau metamórfico, fazendo com que as micas adquiram granulação um pouco mais grossa, trans-

formando os filitos em sericita-muscovita xistos finos bandados a laminados, comumente quartzosos. Nestes casos, a presença de clorita diminui em detrimento da muscovita e ocorrem, embora raramente, biotita e granada. Nesta mesma região a granulação, nas proximidades do contato com os granitóides, é mais grossa, aparecendo também pequenos porfiroblastos de muscovita, sugerindo terem estes sido originados por metamorfismo de contato.

Na faixa situada a noroeste do Grupo Serra do Itaberaba, parece haver uma redução relativa das metagrauvacas, metarcóseos e quartzitos e um aumento de lâminas grafitosas e manganíferas.

Nesta faixa, especialmente na extremidade sudoeste, são mais freqüentes camadas de filitos pouco quartzosos, com produtos de intemperismo bastante argilosos, com cores variegadas, aspecto brechado e, às vezes, com hidróxidos de manganês e ferro, sugerindo contribuição vulcanoclástica e vulcano-exalativa durante a sedimentação clástica.

Nas zonas de falhas ocorrem filitos cisalhados, com limonitas e veios de quartzo associados, por vezes auríferos. A limonita deriva do intemperismo de sulfetos, parcialmente preservados, notadamente pirita e arsenopirita, com galena e calcopirita mais raras. Impregnações de óxidos e hidróxidos de manganês são comuns nas zonas de falha.

3.3 Metabasitos, Metassedimentos Tufíticos e Rochas Cálcio-Silicáticas

Os metabasitos constituem corpos lenticulares pequenos, encaixados, aparentemente de modo concordante, nos metarritmitos, sendo que o maior deles aflora em (N1), onde são mais freqüentes metassedimentos ricos em óxidos e hidróxidos de manganês e ferro. São rochas de granulação média, textura subofítica preservada, estão pouco foliadas e muito alteradas hidrotermalmente, com veios de quartzo e filetes carbonáticos. Têm típicas paragêneses da fácies dos xistos verdes, com tremolita-actinolita, clorita, quartzo, albite e carbonatos.

Os metassedimentos tufíticos foram assim denominados e interpretados em analogia com as alterações de rochas semelhantes do Grupo Serra do Itaberaba (subitem 2.1.3), uma vez que não foram encontradas rochas frescas. Poucos e pequenos corpos foram identificados, estando freqüentemente associados aos metabasitos. Em campo apresentam-se como produtos de alteração argilosos, de cores roxo-amareladas, avermelhadas ou róseo-arroxeadas, comumente variegadas e pintalgadas por hidróxidos de manganês e de ferro. Lateralmente, gradam para sedimentos sericiticos. Os contatos com as encaixantes podem ser bruscos ou gradacionais.

Alguns saprólitos de cor ocre, com texturas derivadas de rochas de granulação muito fina e com estruturas bandadas, sugerem originar-se de pequenas lentes de rochas cálcio-silicáticas. Uma destas lentes, associada aos metabasitos, com blocos frescos constituídos por rochas com tremolita/actinolita e epidoto, foi mapeada na extremidade noroeste da área, no local (J2).

4 ROCHAS GRANITÓIDES

Diversos corpos de rochas graníticas *sensu lato* foram individualizados no mapa geológico na escala de 1:25.000, alguns dos quais representando parte de batólitos, como o da Serra da Pedra Branca e o da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari, e outros, *stocks* e corpos menores. Foram distinguidos os corpos formados predominantemente por rochas porfíricas daqueles com pouca participação de fácies porfíricas.

Para efeito de apresentação, os corpos receberam denominações informais, como sintetizado na FIGURA 21. As descrições petrográficas serão apresentadas no CAPÍTULO VI.

FIGURA 21 - Localização dos corpos de rochas graníticas *lato sensu*.

4.1 Granitóides da Suíte Não Porfírica

4.1.1 Granitóides Pau Pedra

O nome foi emprestado da pedreira homônima que explora brita no local. As rochas deste conjunto constituem um corpo ovalado, com eixo maior alinhado segundo a direção norte-sul e dimensões aproximadas de 3,5 km x 1,2 km.

Rochas frescas ocorrem como matacões e em alguns poucos cortes existentes em acessos locais. As melhores exposições, situadas na Pedreira Pau Pedra (R11), não puderam ser detalhadamente estudadas, por não ter sido permitido o acesso às frentes de lavra.

Os contatos com as encaixantes metapelíticas da Formação Morro da Pedra Preta são, em geral, estruturalmente concordantes, embora não falem os do tipo discordante, como no P-343 (U10). Quando concordantes, tanto o granitóide como as rochas encaixantes exibem uma forte foliação de aspecto milonítico que também afeta estreitas faixas dos metassedimentos, geralmente com poucos metros de espessura, aparentemente originada pela própria intrusão das rochas nas bordas solidificadas.

A foliação S_2 pode estar deformada pela intrusão, como no P-480 (R11), cujo esquema é apresentado na FIGURA 22, ou mesmo cortada por ela, como no P-343 (FOTO 32). Alguns encraves de xistos com biotita, muscovita e sillimanita foram também encontrados nas bordas do corpo de granitóides.

FIGURA 22 - Representação esquemática das deformações observadas no contato entre os Granitóides Pau Pedra e os metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta no P480 (R11).

A colocação do corpo Pau Pedra ocorreu sob condições bastante frias, pois quase não há cristalizações termo-metamórficas de os minerais dos metapelitos encaixantes, exceto de alguma muscovita, muito junto ao contato. Uma fraca turmalinização pôde também ser observada e veios de pegmatitos são frequentes junto aos contatos, especialmente nas encaixantes do lado oeste.

As rochas granitóides têm cor cinza clara, localmente um pouco róseas, granulação média a grossa, com feldspatos anhedricos comumente um pouco mais grossos, embora não falem tipos equigranulares. Em alguns locais, como no P-706 (S9), ocorrem rochas porfíricas, algo deformadas, como os megacristais de feldspatos ovalados. Junto às bordas têm granulação mais fina, são mais ricas em biotita e estão mais intensamente foliadas, aparentando gnaisses.

FOTO 32 - Contato entre os metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta e os Granitóides Pau Pedra, no P-343 (U10).

A composição mineralógica varia de granodiorito a granito. Os primeiros litotipos têm geralmente granulação um pouco mais fina e estão cortados por veios, leitões e bolsões de granito róseo claro a cinza, pouco mais grosso, muitas vezes conferindo aspecto migmatítico ao conjunto. Muitas vezes os contatos entre partes granodioríticas e graníticas são difusos. Veios decimétricos de aplito róseo ou de pegmatitos, com centímetros a decímetros de espessura, são comuns e todos os litotipos encontram-se foliados.

Afloramentos menores de rochas de granulação fina, bem foliadas, semelhante às fácies de borda ocorrem internamente ao corpo. Em alguns destes notam-se segregações de feldspato cinza claro a branco, aparentemente dobradas e com lentes de leucossoma injetados concordantemente. Não estando acessíveis os contatos, não foi possível caracterizar se estes afloramentos constituem enclaves de gnaiss, ou simplesmente variações faciológicas do granodiorito para biotita granito fino.

Subordinadamente ocorrem veios de quartzo, geralmente com direções noroeste-sudeste, às vezes deformados ou cortados por falhas de pequeno rejeito, bem como veios de quartzo turmalínicos e de epidoto, freqüentemente com o granitóide encaixante exibindo alteração hidrotermal, com enriquecimento de turmalina, epidoto, quartzo e carbonatos, além de muscovita.

4.1.2 Granitóides Reago

A denominação é devida à Pedreira Reago (U8), que explora brita no granitóide. O corpo principal forma uma lente alongada na direção nordeste-sudoeste com aproximadamente 0,75 km de largura e pouco mais de 2,5 km de comprimento. Duas lentes menores, situadas a nor-noroeste da lente principal (FIGURA 21), serão também descritas neste subitem.

As formas alongadas devem-se às deformações introduzidas pela Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari, que conferem às rochas uma forte estruturação cataclástico-milonítica, especialmente nas bordas das

lentes, que diminui de intensidade no sentido noroeste. Os contatos com as encaixantes são sempre do tipo concordante devido à transposição tectônica, que parece concentrar-se nos contatos, não afetando grandes porções dos metassedimentos.

Os afloramentos naturais são bastante restritos, ocorrendo como pequenas lajes, e estão, de maneira geral, bastante alterados intempericamente. As melhores exposições estão nas frentes de lavra da pedreira acima referida.

As rochas são muito semelhantes às do corpo Pau Pedra. São inequigranulares, não porfíricas, de granulação média a grossa, cor cinza clara a pouco escura, localmente com tons róseos, e sempre estão bastante foliadas.

Na pedreira Reago podem ser observadas diversas falhas, com rochas miloníticas finas com decímetros a poucos metros de espessura, cortando as rochas já cataclasadas. Estas rochas têm aspecto lustroso e estão intensamente hidrotermalizadas, com neoformação de clorita, epidoto, sericita, quartzo e carbonatos, além de pirita, pirrotita, calcopirita, bornita e fluorita roxa subordinados. A fluorita pode ser localmente abundante, assim como os sulfetos. Veios de quartzo, deformados ou não, encaixam-se também nestas zonas.

A composição mineralógica das rochas é granodiorítica, tendendo a quartzo monzonítica e estão, tal qual no *stock* Pau Pedra, recortadas por veios e bolsões de material mais granítico, com tons mais róseos e granulação um pouco mais grossa.

No P-1184 (V8) a rocha é mais escura, devido à presença de maior porcentagem de biotita, com anfíbios associados (identificados apenas macroscopicamente).

4.1.3 Granitóides Jaguari

Sob esta denominação foram descritos dois corpos com formas lenticulares, situados na extremidade nordeste da área mapeada, encaixados na Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari.

O maior deles tem cerca de 4,2 km de comprimento e 0,7 km de largura aflorante na área mapeada. O outro, situado mais a leste, tem seus contatos inferidos e está parcialmente recoberto pelos sedimentos da Bacia de São Paulo. As dimensões no mapa são de cerca de 3,0 km de comprimento e 0,32 km de largura máxima (ANEXO I).

O primeiro corpo faz contato com os metassedimentos do Grupo São Roque através de falhas e, na sua porção sudeste, está encaixado concordantemente nos milonitos da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari. O mesmo ocorre com o outro corpo, diferenciando-se, apenas, por estar parcialmente também encaixado em metassedimentos do Grupo Serra do Itaberaba.

Muitas vezes, devido ao tectonismo que os afetou e às encaixantes, torna-se difícil a delimitação dos corpos, tanto pela repetição das rochas granitóides e das encaixantes, como pela milonitização e ultramilonitização da rocha ígnea. Estas deformações, juntamente com o forte intemperismo e às péssimas condições dos afloramentos, tornam a distinção destas dos metassedimentos feldspáticos transpostos e alterados difícil e problemática.

As texturas e estruturas preservadas são essencialmente miloníticas, em especial na lente menor. A rocha original, muito pouco preservada, era um granitóide cinza escuro a róseo, de granulação média a grossa, localmente mais fina. Os feldspatos, com granulação um pouco mais grossa são geralmente róseos, embora sejam freqüentes os de cor cinza a branca.

Os poucos afloramentos observados evidenciam uma transformação para blastomilonitos, muitas vezes com aspecto de um gnaiss fino, cortados por faixas estreitas de milonitos a ultramilonitos.

Não foram efetuados estudos petrográficos nestas rochas.

4.1.4 Granitóides Pouso Alegre 1

Os Granitóides Pouso Alegre 1 foram assim denominados aflorarem no bairro homônimo, situado a oeste dos Granitóides Jaguari. Encontram-se associados a granitóides porfíricos com relativamente poucos megacristais de feldspatos Granitóides Pouso Alegre 2, subitem 4.2.5). A porção do corpo aflorante na área tem forma triangular alongada, que deve fechar a norte da área mapeada. As dimensões são de aproximadamente de 3,0 km de comprimento, com a parte mais larga alcançando cerca de 0,7 km.

Devido ao intenso intemperismo, os contatos com as encaixantes e a passagem para os granitóides pouco porfíricos não puderam ser observados, bem como a rocha totalmente fresca. Os poucos afloramentos verificados são de rochas alteradas com núcleos mais preservados. As rochas estão fortemente foliadas, com estrutura gnáissica, e podem apresentar um leve bandamento composicional. Têm cor cinza clara a escura e granulação fina a média, sendo os minerais constituintes aproximadamente equidimensionais. A biotita é o mineral máfico principal das rochas, podendo alcançar pouco mais de 10% do volume, ocorrendo disseminado ou levemente concentrado em bandas. O quartzo fino alcança cerca de 30% do volume total, que é complementado pelos feldspatos.

Tal qual os Granitóides Jaguari, estas rochas não foram estudadas petrograficamente.

4.1.5 Granitóides da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos

Associados a esta zona de falhas ocorrem pelo menos sete corpos lenticulares, os maiores com pouco mais de 2,0 km de comprimento e algumas centenas de metros de largura, e os menores, com poucas dezenas a centenas de metros de largura, geralmente com suas delimitações inferidas quanto à extensão longitudinal. Outras três pequenas lentes, situadas internamente à estrutura Granitóide Gussoroca foram incluídas neste grupo, em função da semelhança dos litotipos e de suas relações com as estruturas, apesar de situarem-se fora do contexto da zona de falha.

A feição característica destes corpos é uma intensa cataclase e milonitização, que os transforma em rochas com aspecto gnáissico/milonítico. Alguns dos corpos estão limitados por falhas, mas outros não, apesar de apresentarem texturas cataclásticas. As formas dos corpos sugerem intrusões na sequência metavulcano-sedimentar, mas, alternativamente, podem constituir restos de seu embasamento. Frequentemente as rochas possuem uma forte foliação ou fraturamento, formando superfícies bastante onduladas e deformadas, com atitude sub-horizontal. Os contatos com as rochas do Grupo Serra do Itaberaba são, às vezes, tectônicos, mas na maioria das vezes não puderam ser observados devido à alteração intempérica.

As rochas são comumente de cor cinza escura a preta ou cinza clara em alguns afloramentos e têm granulação média a fina. Em geral, tendem a ser equigranulares ou os feldspatos são um pouco mais grossos que os demais minerais, estirados na foliação. No corpo 5a (FIGURA 21) ocorrem milonitos porfiroclásticos associados que podem representar pequenas intrusões cisalhadas de granitóides da suíte porfírica. Frequentemente são observadas injeções quartzo-feldspáticas cinza a róseo-acinzentadas concordantes com a

foliação ou constituindo veios, mas sempre afetadas pelas deformações cataclásticas. Localmente, chegam a sugerir, pela abundância, antigos migmatitos transpostos.

A composição mineralógica dos tipos mais finos e mesocráticos é granodiorítica, com tendências tonalíticas, com hornblenda e biotita, e de granito 3b com biotita ou biotita-hornblenda para os tipos mais claros (meso- a leucocráticos) existentes na extremidade norte do corpo 5c (FIGURA 21).

4.1.6 Granitóides Gussoroça

A denominação Gussoroça advém do nome do local onde se situam os corpos. O corpo granítico principal (6a) forma uma singular estrutura dobrada (FIGURA 21), posicionada entre a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a Zona de Falhas Tanque Grande-Ribeirão dos Macacos (ANEXO I). As deformações rúpteis destas zonas foram verificadas em diversos locais do corpo. A lente milonítica, identificada como corpo 6b, parece constituir a continuidade do flanco noroeste da estrutura, deslocado pelos falhamentos.

A estrutura dobrada tem cerca de 5 km de comprimento, ou seja, o granito constituiria uma lente com mais de 10 km de comprimento e pouco mais de 1 km de largura máxima.

As atitudes da foliação gnáissica medidas sugerem tratar-se de um sinformal isoclinal, com eixo mergulhando no sentido sudoeste. No ápice da dobra ocorre uma segunda foliação, com espaçamento cerrado, cortando a foliação gnáissica anterior.

Os contatos com as encaixantes metapelíticas, observáveis em poucos locais, se dá através de estreitas zonas de rochas miloníticas, sendo portanto estruturalmente concordantes. Todavia, observando-se as estruturas desenhadas pela foliação S_2 nos metapelitos, nota-se nítida discordância, indicando possíveis relações intrusivas. A dobra pode ter sido gerada pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento, pois os sinformes e anti-formes das dobras D_3 estão também intensamente deformados, ou por processos tectônicos regionais.

As rochas têm cor cinza, granulação média a grossa, textura inequigranular não porfirítica, com conspícua foliação cataclástica, conferindo-lhes aspecto gnáissico. Em alguns pontos, como os P-1212 (P6) e P-3099 (N7), ocorrem megacristais de feldspato potássico em pequena porcentagem.

Nas bordas externas do corpo, tanto no flanco sudeste como no nordeste, ocorrem fortes enriquecimentos em minerais máficos, especialmente de biotita.

No P-1682 (N6) ocorrem vários encraves com poucos centímetros de comprimento, constituídos essencialmente por melagranito muito rico em biotita, que chega a constituir mais de 50% do volume deles.

Em alguns afloramentos, especialmente no corpo 6b (FIGURA 21), foram observadas injeções quartzo feldspáticas, conferindo característicos de migmatito estromático ao conjunto.

Epidotização é freqüente nestas rochas, formando, inclusive, pequenos veios, essencialmente nas zonas cisalhadas. Veios poucos espessos de quartzo e de aplito também ocorrem, estando quase sempre cataclásados.

A composição mineralógica é de granitos, com tendência a quartzo sienitos.

4.1.7 Granitóides Guavirituba

O nome foi emprestado do bairro homônimo, onde aflora o corpo principal destes litotipos. A delimitação em mapa destes granitóides foi extremamente dificultada, tanto pela complexa estruturação tectônica do lo-

cal, relacionada à Zona de Cisalhamento Jundiuvira, como pela ausência de acessos que permitissem levantamentos mais precisos, especialmente na parte central/norte do corpo.

Em mapa, o corpo principal teria mais de 6,5 km de comprimento e cerca de 0,7 km de largura máxima, constituindo em planta uma forma aproximadamente triangular. Duas pequenas lentes, situadas a nordeste e a leste do corpo foram consideradas como parte deste conjunto (FIGURA 21).

Os contatos verificados são sempre tectônicos, às vezes se dando por dezenas a mais de centenas de metros de milonitos, tanto formados a partir dos granitóides como dos metassedimentos e metavulcânicos do Grupo Serra do Itaberaba (ANEXO I).

As rochas são, em geral, muito parecidas com as da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos. Têm cor cinza escura, granulação fina a média, às vezes com textura levemente bandada, dada por leitos pouco mais claros, e aspecto gnáissico. A principal feição observada é uma estrutura cataclástica, que muito freqüentemente passa para milonítica e até mesmo ultramilonítica.

Injeções concordantes de material quartzo feldspático cinza-esbranquiçado, também foliadas, não são raras e conferem à rocha aspecto migmatítico.

Muito comumente foram observados veios e manchas de cor verde-escura, formados principalmente por epidoto, que, juntamente com pequenas venulações quartzosas, às vezes muito limoníticas, indicam um evento significativo de atividades hidrotermais.

Nos cataclasitos notou-se intensa lixiviação de alguns de seus constituintes minerais, o que tornou a rocha porosa, provavelmente relacionada aos mesmos processos hidrotermais que afetaram os granitóides.

A composição das rochas varia de granodiorítica a tonalítica, com biotita e, às vezes, anfibólio. Os máficos podem estar em proporção considerável, chegando a constituir mais de 20% do volume da rocha.

4.1.8 Corpos menores

Neste conjunto denominação genérico foram descritos três pequenos corpos, um deles situado na parte sul do maciço da Pedra Branca, e os outros dois encaixados nos granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (FIGURA 21).

O primeiro (corpo 8a) constitui uma ocorrência de pouco mais de 0,2 km de comprimento, verificada somente no único acesso existente e inferida como uma forma circular, apesar de não terem sido observados os contatos (J13).

O segundo corpo (8b) tem forma alongada segundo a direção nordeste-sudoeste, com pelo menos 1 km de comprimento por aproximadamente 0,4 km de largura (Q22).

Ambos os corpos (8a e 8b) são constituídos por granitos de cor cinza clara, inequigranulares, com granulação fina a média, bem foliados. As rochas do corpo 8a têm ainda pequenos cristais de turmalina. Uma outra ocorrência puntual de rochas semelhantes a estas, encaixada no granitóide porfíritico foi verificada no P-2792 (T18), onde, apesar da foliação milonítica, puderam-se ainda observar relações de intrusão nos granitóides porfíricos.

O terceiro corpo (8c) ocorre nas imediações do local (H30). São granitos 3b, macroscopicamente muito semelhantes às rochas anteriormente descritas, destacando-se pela presença local de feldspato róseo, que lhes confere tons róseos, bem como pela ocorrência de veios quartzo-feldspáticos. Mineralogicamente têm

muscovita primária e no P-1151 (H30) nota-se a presença de granada, além de epidoto secundário. Todo conjunto está bastante milonitizado.

4.2 Granitóides da Suíte Porfírica

A esta suíte pertencem as principais manifestações ígneas ácidas da área, representadas pelo Batólito da Serra da Pedra Branca e pelos granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (que afloram parcialmente na área mapeada), Jundiuvira, Serra Lagoa e Pouso Alegre 2, além de intrusões menores.

4.2.1 Granitóides Serra da Pedra Branca

A Serra da Pedra Branca é sustentada em grande parte por rochas granitóides, razão pela qual foi seu nome emprestado para designação dos granitóides ali existentes.

Estas rochas afloram em toda parte central-norte da área mapeada, constituindo um corpo com mais de 15 km de comprimento e mais de 6 km na sua porção mais larga.

Os afloramentos são bastante comuns, como lajes, escarpas ou matacões, ou em cortes de acessos. A ação intempérica mostra-se bastante desenvolvida, especialmente na parte norte do corpo, onde o relevo é mais suave. Apesar disto, a delimitação do corpo não foi muito dificultada, devido aos grandes contrastes de resistência ao intemperismo existentes entre estas rochas e as encaixantes metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Serra do Itaberaba, bem como pelos realces dados pelas estruturas tectônicas.

As rochas do batólito apresentam, de maneira geral, contatos discordantes com as encaixantes, com os granitóides tendo cortado as estruturas geradas pela segunda fase de deformação. Os contatos estão semi-concordantes quase que apenas na estrutura dobrada que ocorre na porção centro-oeste do corpo, ao redor do local (G14). A maioria dos limites do corpo granitóide com as rochas supracrustais se dá, entretanto, através de falhas de diversos tipos, especialmente o seu limite oeste.

Em escala de afloramento os contatos são quase sempre estruturalmente concordantes e os tipos estão geralmente intensamente foliados, o que confere aos granitóides um aspecto gnáissico, com textura cataclástica. Zonas de milonitos não são incomuns ao longo dos contatos.

A foliação metamórfica S_2 dos encaves metamórficos, metabásicos e cálcio-silicáticos têm, em geral, atitudes sub-paralelas à da foliação observada nos granitóides, mas relações intrusivas das rochas granitóides com eles não são incomuns, bem como contatos através de falhamentos.

As encaixantes, mesmo nas proximidades dos contatos com as rochas graníticas, não apresentam claras evidências de metamorfismo termal. Localmente as rochas apresentam-se feldspatizadas ou com granulação mais grossa, o que pode estar relacionado tanto à intrusão como ao evento metamórfico regional, pois, em direção aos granitóides, parecem aflorar rochas de níveis crustais mais profundos, alçadas pela intrusão granitóide.

Atividades hidrotermais são comuns, alterando profundamente as rochas, mas praticamente não ocorrem veios de quartzo. Estes, quando presentes, são muitas vezes ricos em schorlita. Veios e bolsões pegmatíticos são muito freqüentes nas proximidades das rochas granitóides, em geral, com poucos decímetros a poucos metros de espessura máxima. Estes cortam a foliação S_2 e estão dobrados pela terceira fase deformacional.

As rochas são quase sempre porfíricas, de granulação grossa, têm cor cinza clara ou escura e boa orientação, dada pelo arranjo da biotita, do anfibólio e dos megacrístais de feldspato potássico e de plagioclásio.

Fácies menos deformadas e mais porfíricas são mais típicas na parte norte do corpo e tipos blastomiloníticos ou de aspecto migmatítico, menos porfíricos, na parte sul.

Quanto à composição mineralógica, puderam ser distinguidos dois conjuntos principais, quais sejam, granodioritos e granitos (3a e 3b), com variações subordinadas para quartzo dioritos, quartzo-monzonitos e quartzo sienitos.

A distribuição em área destas rochas não segue nenhum padrão definido, ocorrendo variações de afloramento para afloramento em toda extensão do batólito. Por este motivo e pelo fato do trabalho não ter objetivado estas separações, no mapa geológico do ANEXO I não foram separadas as diferentes fácies.

Os **granodioritos e quartzo dioritos** estão comumente mais intensamente foliados que os granitos, com intenso estiramento e recristalização, principalmente dos megacristais, o que comumente lhes conferem textura blastomilonítica. Os megacristais são tanto de plagioclásio como de feldspato potássico e chegam a perfazer mais de 60% do volume da rocha, como no P-899 (E17), ou estão quase ausentes em alguns afloramentos. São leucocráticos a mesocráticos, com biotita como máfico principal e subordinadamente hornblenda, e magnetita como mineral acessório. Epidotização freqüentemente é observada, às vezes formando veios, e raros e pequenos veios de quartzo, comumente estirados e fraturados, também ocorrem.

Em vários afloramentos puderam ser observadas transformações dos granodioritos mais deformados para rochas com composição mais granítica, através da injeção de veios de feldspato potássico, comumente com contatos difusos, o que confere aspecto migmatítico à rocha (FOTO 33). Em alguns casos os veios sugerem origem através de fusão parcial da própria rocha hospedeira. Os veios estão encaixados na foliação blastomilonítica, ou a cortam, mas com contatos difusos, às vezes com espaçamento regular e paralelismo dos veios. Sugerem, assim, estarem ligados a eventos deformacionais posteriores, talvez relacionados à terceira fase de deformação regional.

FOTO 33 - Granitóides Serra da Pedra Branca, fortemente foliados, com veios quartzo-feldspáticos aparentando produtos de fusão parcial da rocha hospedeira.

A cristalização tardi-magmática ou metassomática de feldspatos potássicos róseos, euhédricos, pôde ser notada em alguns afloramentos. Nestes, os feldspatos mais antigos estão estirados, cominuídos, rotados e bem orientados na foliação, e os mais novos, com até 7 cm de comprimento, são euhédricos e se orientam aleatoriamente em relação à foliação (FOTO 34).

FOTO 34 - Aspecto dos Granitóides da Serra da Pedra Branca com estrutura orientada, onde podem ser notados megacristais deformados, orientados na foliação e outros, discordantes.

Os granitos e quartzo monzodioritos também ocorrem como fácies diversas, embora predominem as porfíricas, com matriz pouco orientada, sobre os tipos bastante foliados e blastomiloníticos. Ambos tipos petrográficos têm cor cinza, com tons róseos devido aos megacristais de feldspato potássico róseo. Os fenocristais são geralmente euhédricos ou sub-hédricos, às vezes bem orientados por processos tectônicos ou magmáticos. Alcançam até 5 cm de comprimento e chegam a perfazer mais de 50% do volume das rochas, especialmente das graníticas, mas em geral compõe cerca de 30% do volume (FOTO 35). Megacristais de plagioclásio são bem mais raros, relativamente aos granodioritos, e estão, às vezes, envolvidos por feldspato potássico, mas o inverso também ocorre, ou seja, feldspatos potássicos podem ter delgadas bordas de plagioclásio.

A matriz está geralmente bem orientada e possui como máfico sempre a biotita, chegando localmente a teores de 10 - 30% do volume da rocha, mas predominam amplamente os tipos leucocráticos. A biotita pode concentrar-se como agregados com milímetros a até poucos centímetros de comprimento ou ao redor de feldspatos

potássicos deformados. Como minerais acessórios ocorre comumente magnetita, hornblenda, turmalina e, mais raramente, muscovita e granada.

FOTO 35 - Aspecto comum dos granitos porfiríticos pouco foliados da Serra da Pedra Branca.

Encraves quase que totalmente digeridos de anfibólio-biotita granodiorito gnáissico foram também encontrados, como no P-986 (J13).

A oeste do Lago do Franco (M14), junto ao contato com as encaixantes, o granito tem granulação grossa, é inequigranular, e está bastante orientado, com aspecto cataclástico. Tem também xenólitos de anfibolito parcialmente absorvidos.

Tipos equigranulares ou não porfiríticos, semelhantes aos do *stock* Pau Pedra, também foram verificados em alguns afloramentos.

A transposição tectônica é observável em outros locais, com passagem gradual de granitos porfiríticos para tipos foliados, com textura cataclástica ou blastomilonítica e com megacristais de feldspatos cataclasados e rotados. Ainda em outros afloramentos foram verificadas injeções de veios quartzo feldspáticos de cor rósea ou cinza, bem como feldspatos euhédricos cortando a foliação blastomilonítica. Às vezes, como nas proximidades do P-1627 (J12), ocorrem foliações posteriores a esta registradas na rocha.

Muito comum é a presença de veios de aplito róseo, também foliados, bem como veios pegmatíticos com poucos centímetros de espessura.

Um único afloramento de quartzo sienito foi identificado. É constituído por rocha de granulação média, equigranular, rósea clara, sem qualquer deformação, sugerindo tratar-se de uma pequena intrusão tardia.

Desta forma, o batólito é composto por rochas essencialmente granodioríticas, mais antigas e deformadas, e por rochas graníticas. Localmente ocorrem quartzo sienitos, possivelmente mais tardios. Fazem parte do

conjunto encraves parcialmente digeridos de rochas gnáissicas, migmatíticas e anfibolíticas. A cristalização tardi-magmática e/ou metassomática de porfiroblastos de feldspato potássico, cortando as foliações mais antigas, é especialmente evidente nas rochas granodioríticas, sugerindo atividade ígnea prolongada ou policíclica no substrato crustal regional.

4.2.2 Granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari

Estes granitóides correspondem essencialmente ao Complexo Santa Isabel de Campos Neto *et al.* (1983a), originalmente subdivididos em três unidades blastomiloníticas e posicionados cronologicamente no Transamazônico. Afloram praticamente em toda a parte limitrofe a sudeste da área mapeada, em uma extensão superior a 25 km, com 5 km de largura, estando limitado a noroeste pelos metassedimentos dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba e parcialmente recobertos por sedimentos terciários da Bacia de São Paulo.

Apesar da alteração, bons afloramentos são freqüentes, principalmente nos cortes das estradas.

Não se trata de granitos propriamente ditos, uma vez que estão profunda e intensamente afetados pelos falhamentos da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari, o que os transformou em blastomilonitos e milonitos, mormente existam áreas relativamente poupadas, onde se pode identificar a origem ígnea das rochas originais.

O contato com os metassedimentos é sempre tectônico, mesmo com aqueles encravados no corpo. Para os sedimentos terciários servem de embasamento, estando, portanto, em contato discordante erosivo, ou através de falhas reativadas no Cenozóico.

A composição mineralógica varia de granitos a granodioritos porfiríticos e as rochas estão quase que totalmente transformadas em gnaisses facoidais, blastomilonitos, milonitos e cataclasitos. Pequenas partes de granitóides não porfiríticos ocorrem de modo localizado.

Os granitóides porfiríticos, bem preservados dos processos tectônicos em alguns locais, como no P-1473 (T23), têm megacristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio euhédricos a sub-hédricos, com até mais de 6 cm de dimensão maior, muito embora em média possuam entre 1,0 e 3,0 cm. A distribuição dos megacristais é bastante irregular, alcançando mais de 30 - 40% em alguns afloramentos, mas em geral perfazem aproximadamente 15 - 20% do volume da rocha. A matriz, de granulação grossa a média, é formada por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e, mais raramente, biotita e hornblenda.

Veios ou lentes de pegmatito estirados não são incomuns, assim como injeções quartzo-feldspáticas róseas transpostas.

4.2.3 Granitóides Jundiuvira

Embora o nome não seja o mais adequado, foi adotado por situarem-se os granitóides na zona de cisalhamento homônima.

Seis corpos foram cartografados (FIGURA 21), sendo que o principal constitui uma lente com mais de 13,7 km de comprimento e largura máxima próxima de 1,5 km.

Estes granitóides afloram principalmente como matacões, ocorrendo, ainda, em cortes e leitos de estradas, quase sempre alterados.

Os contatos com os metassedimentos e metavulcânicas dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba são sempre tectônicos, e se dão através de faixas de milonitos e blastomilonitos, às vezes com centenas de metros de espessura.

De modo semelhante aos granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari, estão quase que totalmente transformados em blastomilonitos e milonitos porfiroclásticos, como será visto no subitem 5.2 que descreve a zona de falha.

Quando melhor preservados dos processos tectônicos, exibem coloração cinza escura a mais clara, com megacristais cataclásados de feldspato alcalino róseo ou cinza, preservando às vezes formas euhedrais, dispersos em matriz rica em biotita.

No contato oeste do corpo 11a (FIGURA 21), apesar das deformações, pôde ainda ser observado um aumento na recristalização dos filitos do Grupo São Roque, indicando metamorfismo termal.

A composição mineralógica varia de granodioritos a granitos, não tendo sido notadas variações macroscópicas capazes de distinguir áreas de predominância de um ou outro tipo. Veios aplíticos foliados também ocorrem, bem como veios de quartzo leitoso ou hialino e de epidoto, geralmente bastante deformados. Frequentemente, as rochas estão epidotizadas.

Os Granitóides Jundiuvira são, de modo geral, rochas porfíricas semelhantes textural-, mineralógica- e granulometricamente aos Granitóides da Serra da Pedra Branca.

4.2.4 Granitóides Serra Lagoa

Estes granitóides sustentam a elevação topográfica homônima, razão pela qual foram assim denominados.

Afloram como uma lente levemente dobrada, orientada quase totalmente na direção norte-sul, com pouco mais de 8,7 km de comprimento e 1,3 km de largura máxima, estando sua porção sul mais estreita, devido às deformações tectônicas. Dois outros pequenos corpos situados na parte norte do corpo foram também agrupados neste conjunto (FIGURA 21).

Os afloramentos são quase todos de blocos e matacões, ou como rochas alteradas em cortes de acessos. Os contatos com as encaixantes metassedimentares do Grupo São Roque, observados na parte média do corpo, são tectônicos, devido à Zona de Falhas de Sertãozinho.

As rochas são porfíricas, de cor cinza a rósea, e têm como característico principal uma forte estruturação tectônica que as transforma em cataclásitos e milonitos. A composição estimada é granítica, essencialmente com biotita como mineral máfico na matriz e anfibólio associado em alguns locais. No P-1913 (E27) as rochas estão semi-alteradas e milonitizadas, têm lentes caulinizadas encaixadas concordantemente à foliação, veios quartzo-feldspáticos cortando-a, indicando remobilizações tardias ao falhamento, uma vez que estão também deformados.

As rochas deste corpo não foram submetidas a estudos petrográficos.

4.2.5 Granitóides Pouso Alegre 2

Localizam-se no Bairro Pouso Alegre e associam-se com os granitóides Pouso Alegre 1 da Suíte Não-Porfírica.

Quatro corpos foram considerados como constituintes deste grupo, tendo o maior cerca de 10 km de comprimento e 0,75 km de largura máxima e forma lenticular, enquanto os outros são lentes menores (FIGURA 21).

Muito poucos afloramentos foram encontrados, estando as rochas, em sua maior parte, alteradas.

Estão fortemente milonitizados em quase todas as ocorrências, por processos responsáveis pelas formas alongadas dos corpos. Os contatos com os metassedimentos do Grupo São Roque são quase sempre tectônicos.

As relações com os Granitóides Pouso Alegre 1 não foram verificadas. Podem existir passagens de um para o outro através de gradação de fácies, mas é mais provável que os contatos sejam através de falhas, como simbolizado no ANEXO I, dado a ocorrência comum de rochas cataclásticas e a linearidade das feições topográficas. Alternativamente, podem representar diferentes intrusões isoladas justapostas pelos falhamentos.

São granitos porfiríticos com relativamente poucos megacristais, quase sempre transformados em milonitos porfiroblásticos. A matriz pode ser rica em biotita e anfibólio, conferindo cor cinza escura à rocha ou, até mesmo, leucocrática, com muito poucos minerais máficos. A composição mineralógica estimada é granítica, não tendo sido efetuados estudos petrográficos microscópicos.

No pequeno corpo dobrado, situado ao norte do corpo principal, as rochas são semelhantes, mas o mineral máfico presente é a biotita, sendo que muscovita ocorre de forma subordinada.

4.2.6 Corpos menores

Foram considerados neste subitem nove pequenos corpos identificados durante o mapeamento geológico (FIGURA 21), todos situados nas proximidades do Batólito da Serra da Pedra Branca.

Estão representados com formas aproximadamente circulares, exceto o maior deles (14a), que parece encaixar-se entre falhas, muito embora sua extensão tenha sido apenas inferida.

De modo geral, apresentam dimensões máximas de poucas centenas de metros de largura e comprimento.

São constituídos predominantemente por granitos de granulação grossa, cinza a róseos, porfiríticos, mais ou menos intensamente deformados. Megacristais/porfiroclastos de feldspatos alcalinos podem alcançar 3,0 - 4,0 cm de comprimento. A matriz tem biotita como principal máfico, embora não falte hornblenda em alguns deles. No P-144 (M9) ocorrem cristais grossos de magnetita e no P-937 (L10), pirita disseminada.

A distribuição dos afloramentos nas proximidades do Batólito da Serra da Pedra Branca e as semelhanças petrográficas sugerem que estes corpos sejam intrusões menores, associadas à intrusão maior.

5 ROCHAS CATACLÁSTICAS

As maiores zonas de cisalhamento, que limitam o bloco tectônico onde se insere a região estudada, estão representadas na FIGURA 23, obtida pela extração de lineamentos de drenagem e relevo de imagem de radar na escala 1:250.000.

Preferiu-se adotar as denominações de zonas de cisalhamento ou de falhas alternativamente à maioria das citações que se referem simplesmente a falhas, devido aos próprios característicos das feições estudadas e em

concordância com os trabalhos de Hackspacher *et al.* (1988), Hackspacher & Godoy (1989) e Hackspacher, Godoy & Santos (1991), efetuados na continuidade sudoeste de algumas destas estruturas.

5.1. Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ)

A falha do Rio Jaguari, definida por Cavalcante & Kaefer (1974), foi aqui redefinida como Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ), por ser constituída por um grande número de falhas concentradas em uma faixa relativamente larga.

A ZCRJ aflora parcialmente na área mapeada, em sua porção oeste. Apesar de encontrar-se em boa parte recoberta pelos sedimentos cenozóicos, apresenta-se com mais de 5 km de largura, que deve ser aproximadamente a largura máxima da zona (FIGURA 23 e ANEXO I).

Desenvolveu-se predominantemente sobre terrenos graníticos, com limites relativamente bruscos com os metassedimentos dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba.

As rochas cataclásticas encontram-se comumente alteradas, mas não são raros afloramentos de rochas frescas.

Uma série de falhas foram traçadas no mapa geológico, em locais onde os efeitos cataclásticos são mais intensos, mas as rochas encontram-se quase sempre variavelmente deformadas.

Os granitóides aflorantes nesta zona encontram-se afetados variavelmente pelas deformações tectônicas e podem ser, em geral, classificadas segundo Higgins (1971) e Sibson (1977), como milonitos, não sendo raros os tipos protomiloníticos e ultramiloníticos. Recristalizações são bastante comuns, gerando blastomilonitos (FOTOS 36 e 37).

A deformação é mais intensa em zonas restritas, onde as rochas tornam-se mais foliadas e há forte estiramento dos minerais, principalmente dos porfiroclastos de feldspato potássico. Lineações minerais ou estrias de falha são muito freqüentes, preferencialmente sub-horizontais, embora em alguns locais aproximem-se da reta de maior inclinação.

Muito comumente ocorrem veios quartzo-feldspáticos e até mesmo veios pegmatíticos, como, por exemplo, nos P-1884 (H29) e P-2785 (Q22), foliados, chegando comumente a estarem transpostos e lenticularizados.

Também ocorrem na ZCRJ lentes de xistos com muscovita, biotita, granada e sillimanita, comumente quartzosos, quase que totalmente milonitizados e rochas gnáissicas (blastomilonitos ricos em biotita), às vezes bandadas.

Ao redor do local (D32), na porção oeste da ZCRJ, predominam metassedimentos diversos. Estes estão comumente milonitizados, com alguns núcleos de xistos finos, pouco afetados pelo cisalhamento, freqüentemente arcoseanos, com intercalações menores de quartzito feldspático, e xistos finos e filitos rítmicos quartzosos, correlacionáveis ao Grupo São Roque. Também ocorrem corpos menores, de difícil individualização, de xistos de grau metamórfico mais alto, com raras intercalações de metabasito, possivelmente correlacionáveis com os xistos da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba.

As estruturas observadas no mapa geológico e nos afloramentos, bem como as atitudes e feições das foliações e lineações, indicam tratar-se de uma zona de falha de caráter essencialmente transcorrente, localmente com componentes de movimentos de empurrão de baixo ângulo, em parte vinculados a eventos transpressivos e transtrativos cenozóicos (Riccomini, 1989).

FIGURA 23 - Mapa de lineamentos extraídos de imagens de radar. (1) Complexo Igaratá; (2) Grupo Serra do Itaberaba e Granitóides Serra da Pedra Branca; (3) Complexo Embu; (4) Grupo São Roque; (5) Granitóides da Cantareira; (6) Granitóides Pau Pedra; (7) Granitóides Serra Lagoa; (8) Zona de Cisalhamento Jundiuvira e Grupo São Roque; (9) Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari; (10) Zona de Falhas de Sertãozinho; (11) Zona de Falhas do Mandaqui; (12) Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos; (13) Bacia de São Paulo.

FOTO 36 - Blastomilonitos da ZCRJ, das proximidades da cidade de Santa Isabel, com porfiroblastos de feldspato potássico e matriz fortemente foliada e recrystalizada.

FOTO 37 - Aspecto em outro corte dos blastomilonitos da ZCRJ, onde se observa a forte deformação dos megacristais de feldspato potássico.

Em situações onde a ZCRJ corta os contatos dos granitos milonitizados da referida zona com os metassedimentos dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba, estes encontram-se muito transpostos, configurando faixas miloníticas (que podem ser consideradas, pela sua granulação e recrystalização, verdadeiros filonitos), com 150 - 350 m de largura, como na estrada Cumbica-Nazaré Paulista, por exemplo. Falhas e faixas menores de rochas miloníticas são comuns nas rochas supracrustais situadas nas proximidades da ZCRJ.

A sul do *stock* Pau Pedra (S10), ocorrem diversas falhas associadas à ZCRJ, afetando intensamente as rochas do granitóide Reago, nos quais foram observados efeitos generalizados de cataclase, com zonas miloni-

ticas restritas, sericiticas, com remobilizados de quartzo e freqüentemente com sulfetos (pirita e pirrotita) e fluorita.

A ZCRJ desenvolveu-se sob condições predominantemente de temperaturas relativamente elevadas, com variável intensidade de recrystalização, gerando essencialmente protomilonitos, milonitos e blastomilonitos. Entretanto, são comuns afloramentos onde estas rochas foram cortadas por estruturas e rochas desenvolvidas sob condições mais amenas de temperatura, como milonitos e cataclasitos, indicando reativações da transcorrência ou a sua evolução em níveis crustais mais rasos. Esta evolução é também sugerida pelos traços das falhas (FIGURA 23 e ANEXO I) que interrompem feições lineares anteriores, com reativações ocorridas inclusive durante o Cenozóico, como caracterizado por Riccomini (1989).

5.2 Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)

A Falha de Jundiuvira foi definida originalmente por Hasui, Penalva & Hennes (1969) na região noroeste da cidade de São Paulo. Algarte *et al.* (1974a) e Cavalcante *et al.* (1979) reconheceram sua continuidade no sentido nordeste.

De maneira análoga à ZCRJ, não se trata de uma falha, mas de uma zona de cisalhamento com alguns quilômetros de largura.

Esta zona tende, um pouco mais a sudoeste, a tangenciar o limite norte dos Granitóides da Cantareira e o limite oeste dos Granitóides Serra da Pedra Branca. Caracteriza-se como uma larga zona com mais de 5 km de espessura, afetando rochas ígneas diversas, bem como as metamórficas (FIGURA 23) dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba, com faixas estreitas intensamente cisalhadas.

No mapa geológico (ANEXO I), as principais falhas identificadas estão quase sempre acompanhadas de faixas miloníticas, destacadas com simbologias apropriadas em locais onde as deformações foram mais intensas.

As rochas do corpo Granitóide Jundiuvira, encaixado na ZCJ, estão intensamente deformadas e muito provavelmente a forma lenticular do corpo é devida a estas deformações tectônicas. Os granitóides estão transformados quase que totalmente em protomilonitos e milonitos, comumente com estrutura fluidal, com os porfiroclastos de feldspatos intensamente estirados e isorientados em uma matriz mais fina, bem orientada. São bastante freqüentes tipos recrystalizados (blastomilonitos), formando verdadeiros gnaisses, e ultramilonitos. A recorrência dos processos deformacionais ao longo do tempo, em níveis crustais diversos, em temperaturas distintas, é muito comum, e comprovável pela milonitização ou cataclase de milonitos e blastomilonitos preexistentes.

Os metassedimentos encaixantes, por sua vez, estão muito deformados, mas tendem a possuir seus característicos originais preservados, uma vez que os milonitos estão bem desenvolvidos em faixas mais estreitas, às vezes com poucos metros a dezenas de metros de espessura. Quando de granulação original grossa mostram, devido à milonitização e recrystalização, forte redução da granulometria e estiramento dos grãos, principalmente de quartzo, e não raramente estão transformados em típicos filonitos.

Muito característico da ZCJ é, além da reativação dos falhamentos, a grande quantidade de falhas de empurrão, algumas destas destacadas no mapa geológico. São sempre tardias em relação aos milonitos, pois os cortam. Na parte norte da zona, os quartzitos encontram-se empurrados sobre os milonitos que, inclusive, possuem dobras intrafoliais com eixos horizontais indicando transporte de massa para noroeste. Estas falhas de empurrão podem estar relacionadas às transpressões cenozóicas.

O fato do Grupo São Roque encontrar-se preservado essencialmente a noroeste da ZCJ e a sudeste da ZCRJ indica que o Bloco Guarulhos pode ter-se comportado como um alto estrutural durante os tempos recentes, ou seja, estas zonas de cisalhamento podem ter sido reativadas com caráter normal, com abatimento dos blocos a sudeste e noroeste da Serra de Itaberaba.

5.3 Zona de Falhas do Mandaqui (ZFM) e Zona de Falhas do Tanque Grande-Ribeirão dos Macacos (ZFTG-RM)

A Falha do Mandaqui (Bistrichi *et al.*, 1981) separa os blocos tectônicos de Santana do Parnaíba e Guarulhos. Em realidade, trata-se de um importante conjunto de falhas com traçados tendendo a sigmoidais (FIGURA 23), muitas delas correspondendo a extensões de falhas reconhecidas por Dantas *et al.* (1984) na Folha Guarulhos. Este conjunto de falhas desenvolveu-se em uma larga faixa situada entre os granitóides das serras da Cantareira e da Pedra Branca, talvez devido às movimentações das ZCRJ e ZCJ e ao comportamento rígido das massas graníticas.

Na extremidade oeste da área mapeada (ANEXO I) afloram falhas que pertencem a esta zona que, em direção ao norte, acabam por anastomosar-se com a ZCJ, além de uma outra concentração pouco mais a sul, que praticamente tangencia o Granitóide da Serra da Pedra Branca, e pode ser considerada como um ramo da ZFM, onde se concentrou um pouco mais o cisalhamento, constituindo a Zona de Falhas do Tanque Grande-Ribeirão dos Macacos. Nestas zonas, as rochas afetadas são predominantemente os metassedimentos terrígenos e químicos, além de corpos de rochas metabásicas do Grupo Serra do Itaberaba.

Muito embora ocorram faixas com mais de 150 m de milonitos e filonitos, em geral, a largura destas zonas é de poucos metros a dezena de metros, o que dificulta sua identificação em campo.

A inferência de algumas destas falhas foi possível, inclusive, graças a profundas alterações no comportamento das atitudes das estruturas tectônicas mais antigas em afloramentos muito próximos, quase sempre separados por pequenas lineações de relevo e drenagem, mas sem afloramentos em superfície.

Os litotipos são quase sempre milonitos de xistos e rochas cálcio-silicáticas, mais raramente chegando a ultramilonitos e filonitos. Algumas dobras em S, intrafoliais e com eixos verticais, verificadas em metassedimentos milonitizados, indicam movimentação dextral para estas zonas de falhas.

As rochas granitóides encaixadas nestas zonas de falhas mostram-se às vezes miloníticas (FOTO 38) ou blastomiloníticas, mas mais freqüentemente estão apenas cataclasadas (FOTO 39) e afetadas mais ou menos intensamente por processos hidrotermais.

Na parte norte da ZFM, os milonitos estão melhor desenvolvidos, chegando a formar faixas com centenas de metros de espessura, que acabam por anastomosarem-se com a ZCJ.

5.4 Zona de Falhas Sertãozinho (ZFS)

Esta zona corresponde à falha denominada de Sertãozinho por Hasui *et al.* (1978) ou Serra Lagoa por Coutinho (1980). Trata-se de zona pouco espessa de falhas que afetam principalmente o Granitóide Serra Lagoa e os granitóides Pouso Alegre 1 e 2 e menos intensamente os metassedimentos terrígenos do Grupo São Roque.

Na continuidade sudoeste das falhas, os planos de transcorrência de alto ângulo de mergulho passam para planos com baixo ângulo, transformando-se em falhas de empurrão, que se interrompem na ZCRJ. O desen-

volvimento destas falhas de empurrão pode também estar ligado aos processos de reativação tectônica cenozóicos, em regime transpressivo.

As rochas graníticas estão principalmente cataclasadas, mas chegam localmente a estarem milonitizadas. Semelhantemente aos da ZCRJ, apresentam venulações quartzo-feldspáticas foliadas.

Os metassedimentos estão milonitizados e um grande veio de quartzo, com mais de 10 m de espessura, verificado no P-1896 (F27), encontra-se totalmente cisalhado, com forte estiramento mineral com mergulho suave para nor-nordeste.

FOTO 38 - Milonito de granito porfirítico na ZFTG-RM no P-1379 (O8), com porfiroclasto rotado de feldspato potássico.

FOTO 39 - Aspecto comum das rochas granitóides cataclasadas e alteradas hidrotermalmente na ZFM no P-1313 (L7).

5.5 Falhas Menores

Falhas menores foram identificadas ou inferidas durante trabalhos de mapeamento e elaboração do mapa geológico, podendo ser subdivididas em dois grupos:

5.5.1 Falhas de caráter transcorrente, normal e inverso

Dentre estas devem ser destacadas as falhas da Serra da Pedra Branca (C22), da Lavrinha (J20) e Cuiabá de Cima (C17).

A primeira delas separa os Granitóides da Serra da Pedra Branca dos metassedimentos do Grupo Serra do Itaberaba no seu contato nordeste. É caracterizada por uma estreita faixa de milonitos, com poucos metros de espessura, afetando quase que apenas os metassedimentos. A atitude quase vertical do plano de cisalhamento e o forte estiramento de venulações quartzo-feldspáticas observados no P-1786 (B23) sugerem tratar-se de uma falha transcorrente de relativamente pequeno rejeito, pois desaparece rapidamente nos metassedimentos e nas rochas metaígneas básicas na direção sudoeste. Todavia, como os metassedimentos e as rochas metabásicas, mais suscetíveis de alteração intempérica, estão situadas topograficamente em cotas mais elevadas que os granitóides mais resistentes, ao contrário do que se verifica em geral na área, podem ser sugeridas possíveis reativações com caráter inverso em tempos mais recentes.

Várias falhas menores, identificadas ou inferidas, situam-se na extensão sudoeste da Falha da Serra da Pedra Branca, com direções aproximadamente paralelas.

A Falha da Lavrinha apresenta-se como uma falha transcorrente passando pela localidade homônima, estando interrompida (ou paralelizando-se) ao Granitóide Serra Lagoa na sua extensão norte e desaparecendo, talvez como uma falha de empurrão a sudoeste. Trata-se de milonitos de metassedimentos, com poucas dezenas de metros de espessura máxima (em geral poucos metros), que colocam em contato rochas de mais alto grau metamórfico, situadas a oeste do Grupo Serra do Itaberaba, e rochas levemente metamorfisadas, aflorantes a leste, pertencentes ao Grupo São Roque.

A Falha de Cuiabá de Cima situa-se no interior da área de afloramento do Granitóides da Serra da Pedra Branca, e foi inferida devido às intensas lineações de relevo e drenagem e pela interrupção de contatos geológicos entre os metassedimentos e as rochas granitóides. Sua direção é paralela à ZCJ. Evidências de cataclase foram verificadas nos metassedimentos e granitos.

Outras falhas menores com direção nordeste-sudoeste também ocorrem, a maioria delas inferidas na fotointerpretação, ou por interromperem as unidades litotípicas, assim como outras, também inferidas, de direção noroeste-sudeste. Estas podem ser falhas ou zonas de fraturas tardias.

Estas falhas menores têm caráter predominantemente normal, muito embora não sejam raras falhas inversas, e devem se relacionar ao final das transcorrências, muito provavelmente às reativações cenozóicas.

5.5.2 Falhas de empurrão

Além das falhas de empurrão menores citadas nas ZCRJ e ZCJ, ocorrem outras no Granitóide Serra da Pedra Branca e na seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba, identificadas em poucos afloramentos e inferidas em sua extensão.

Ao redor do local (E24) os metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo São Roque estão sobrepostos aos de mais alto grau do Grupo Serra do Itaberaba, inclusive interrompendo algumas unidades litológicas, sugerindo a existência de uma discordância tectônica e/ou erosiva.

Na base dos metapelitos do Grupo São Roque ocorrem filonitos com baixo ângulo de mergulho e zonas de filitos brechados, com abundantes blocos de quartzo dispostos no colúvio. Entretanto, a dificuldade de acessos no local e ausência de bons afloramentos não permitiu uma melhor caracterização desta falha, inferida no mapa do ANEXO I.

6. FORMAÇÕES RESENDE E SÃO PAULO

Os afloramentos destas unidades foram descritos de modo expedito durante os trabalhos de mapeamento, tendo sido anotados sinteticamente o tipo dos sedimentos e algumas relações entre diferentes camadas. Pouca atenção foi dada às estruturas e fácies sedimentares, pois estes estudos fugiriam aos objetivos do trabalho.

As denominações de Formação Resende e Formação São Paulo adotadas correspondem àquelas redefinidas por Riccomini (1989). Todavia, elas não foram individualizadas nos mapas apresentados (ANEXOS I e II). A idade das unidades é terciária.

Estes sedimentos afloram na:

- a) parte sul da área mapeada, constituindo o limite da Bacia de São Paulo;
- b) como uma cunha alongada, conhecida informalmente por sedimentos de Igaratá;
- c) como pequenas manchas preservadas no topo de elevações, principalmente na região entre as duas ocorrências citadas.

Os falhamentos transcorrentes reativados como falhas normais propiciaram a deposição dos sedimentos, como pode ser deduzido pelo limite oeste retilíneo deles com os terrenos Precambrianos (Hasui & Carneiro, 1980; Coutinho, 1980; Riccomini, 1989), exceto pequenas porções preservadas mais a oeste, indicando que os limites da bacia sedimentar naquela direção foram maiores que os atuais.

Pode também ter havido continuidade física entre os sedimentos de Igaratá e os da Bacia de São Paulo. Os corpos de sedimentos de Igaratá estão hoje em altos topográficos e sujeitos a forte erosão, o que parece indicar que inicialmente podem ter sido preservados pelo afundamento do bloco em regimes transtensivos, constituindo um gráben, e posteriormente elevados pela mudança do campo de esforços, em regimes transpressivos.

A Formação Resende é constituída por sedimentos grossos depositados em sistemas de leques aluviais proximais a distais, preservados essencialmente nas proximidades e no limite oeste dos corpos de sedimentos. Estes gradam para sedimentos arenosos e siltítico-argilosos, às vezes com conglomerados finos, depositados em sistemas fluviais entrelaçados (*braided*) em uma planície fluvial. Fácies sedimentares silto-argilosas e principalmente argilosas, às vezes com abundante matéria orgânica, são representantes de lagos inter-lobos de leques aluviais (Riccomini, 1989).

Os conglomerados da Formação Resende têm seixos e fragmentos, blocos e, até mesmo, alguns matácões de quartzo, quartzito, formações feríferas, turmalinitos e, em menor proporção, xistos e metabasitos, estes sempre alterados, depositados discordantemente sobre milonitos que constituem parte de seu embasamento, como no corte da estrada Cumbica-Nazaré Paulista, próximo à Pedreira Reago, e nos afloramentos P-2496 (U15), P-

2796 (T19), P-1482 (R19), P-1851 (P34) e P-2708 (B32). A matriz é argilo-arenosa. Arenitos arcoseanos, bem como estratos de arenitos, lamitos conglomeráticos e lamitos intercalados, não são raros e ocorrem entre as cunhas de conglomerados.

Junto às falhas, os corpos conglomeráticos são mais espessos, adelgaçando-se e diminuindo a granulação em partes mais distais a elas.

Às vezes limonitas cimentam os conglomerados como um todo, ou estão dispostas apenas na superfície de camadas conglomeráticas, com veios originados por soluções descendentes. Nestes casos estão recobertas por lamitos, como na Fazenda Vitalli P-2613 (Q14), ou formam estruturas irregulares, como as descritas por Suguio & Barbour (1969).

A Formação São Paulo predomina na parte sul da área. Está sobreposta à Formação Resende e é formada por sedimentos depositados em sistemas fluviais meandantes, com os conglomerados dispostos em estruturas acanaladas. Os sedimentos arenosos e finos, correspondem, respectivamente, aos depósitos do tipo *crevasse-splay* e de lagoas associadas (Riccomini, 1989).

Os seixos dos conglomerados, relativamente aos da Formação Resende, são mais arredondados e constituídos essencialmente por quartzo, e a matriz é arenosa.

Estes sedimentos estão afetados por abundantes falhamentos normais, inversos e transcorrentes.

7. ALUVIÕES E COLUVIÕES

Ocorrem distribuídos pela área mapeada grande quantidade de corpos de aluviões, coluviões, eluviões e iluviões, além de extensas coberturas de bauxito ferruginoso, estudados em alguns locais por Beljavskis *et al.* (1981 e 1984), Saragiotto, Nakano & Tanno (1982) e PAULO ABIB ENGENHARIA S.A. (1983), estas não distinguidas nos mapas geológicos.

Estas formações, de idades variando do Pleistoceno ao Recente, não foram objeto de estudos, tendo sido apenas delimitados durante os levantamentos de campo. A maior parte deles foram, entretanto, definidos através da fotointerpretação.

Aluviões maiores encontram-se encaixados nas calhas das principais drenagens, como os rios Jaguari, Pilões e Itaberaba.

São corpos de pequena espessura e, em alguns casos, com centenas de metros de largura, especialmente aqueles desenvolvidos sobre os sedimentos terciários.

Mostram forte correlação com algumas falhas e/ou zonas de falhas e, às vezes, pode-se observar em fotografias aéreas alguns restos de terraços quase que totalmente entalhados, evidenciando também atividades neotectônicas.

Os corpos menores mostram-se formados por blocos, matacões e seixos de litotipos diversos, principalmente de granitos, metabasitos e quartzo (dependendo a predominância da área fonte local), dispersos em matriz areno-argilosa mal selecionada e normalmente com depósitos argilosos e colúvios interdigitados nas bordas.

Os corpos maiores têm boa estruturação e alguns poços estudados no Ribeirão das Lavras evidenciam diversos horizontes de conglomerado com seixos grossos a finos, pouco arredondados a angulosos, formados principalmente por metabasitos e menor proporção de quartzo, rochas cálcio-silicáticas, turmalinitos, formações feríferas, metatufos e xistos, e matriz areno-argilosa. Leitos arenosos, siltosos e argilosos são

freqüentes. Colúvios pouco estratificados quase sempre recobrem as bordas destes depósitos, ocorrendo também como intercalações menores nos aluviões.

Conglomerados com cimento limonítico foram observados no Ribeirão das Lavras, constituindo rejeitos da lavra de ouro do período colonial. Uma pequena folheta de ouro foi encontrada em fragmentos destes conglomerados.

Muito embora nenhum estudo mineralógico de detalhe tenha sido feito, macroscopicamente foram identificados na matriz de alguns aluviões turmalina, zircão, epidoto, limonita, magnetita, ilmenita, hidróxidos de manganês, micas, scheelita, granada, estauroлита e andaluzita. Frequentemente foi também encontrado ouro, tanto em alúvios como em colúvios, formando até pequenas pepitas com mais de 5 mm de comprimento por 1,0 mm de diâmetro.

Nas drenagens de menor ordem ocorrem comumente depósitos coluviais associados, especialmente nos alvéolos existentes nas suas cabeceiras.

CAPÍTULO V

ANÁLISE ESTRUTURAL

A grande complexidade das estruturas tectônicas geradas pelos eventos metamórficos regionais, às quais superimpuseram-se falhamentos diversos, ativos até o Cenozóico, aliada à falta quase total de afloramentos contínuos e ao intenso intemperismo, dificultaram sobremaneira os estudos estruturais.

Procurou-se, mesmo assim, obter-se um volume de informações estruturais suficientes para a reconstituição dos eventos deformacionais e da litoestratigrafia dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba, assim como da evolução crustal da região estudada.

1 CRITÉRIOS UTILIZADOS

Em campo as estruturas foram descritas essencialmente quanto às suas formas geométricas. A complementação das descrições foi efetuada com auxílio da microscopia.

Na coleta das informações buscou-se sempre um padrão de distribuição dos dados que possibilitasse maior representatividade regional, não tendo sido, portanto, tomadas medidas de um afloramento ou estrutura em grande número, para evitar mascaramentos estatísticos na escala macroscópica.

Na descrição das dobras foram observados os estilos, atitudes do eixos, planos axiais e flancos, dimensões, ângulos apicais, espessamento ou não dos ápices e, quando possível, o caráter (cilíndrico ou concêntrico) de suas geometrias.

Na descrição dos afloramentos foram inicialmente procuradas relíquias de estruturas primárias, indicações da S_0 e da polaridade das camadas, especialmente nos metassedimentos bandados e laminados por leitos de diferentes composições mineralógicas, granulação ou cores.

Em seguida, foram caracterizadas as foliações geradas pelos diferentes eventos deformacionais segundo seus tipos, sua geometria em relação ao bandamento composicional e às dobras (quando existentes), suas relações com os minerais metamórficos associados a planos e lineações e com os porfiroblastos, e as lineações relacionadas às estruturas planares superimpostas.

Em cada afloramento as estruturas tectônicas foram cronologicamente hierarquizadas por critérios de superposição, relacionando-as ao S_0 quando reconhecível. Quando o S_0 foi identificado, as superfícies foram denominadas de S_0 , S_1 , S_2 , etc. e, quando não, de S_n , S_{n+1} , etc. Estas últimas foram posteriormente correlacionadas regionalmente ou localmente às anteriores.

Os agrupamentos das dobras, segundo seus estilos, foram efetuados durante os levantamentos de campo, seguindo a conceituação de Turner & Weiss (1963) e Hobbs, Means & Williams (1976).

O tratamento estatístico preliminar foi efetuado manualmente por domínios homogêneos para determinados elementos estruturais (Turner & Weiss, 1963). Posteriormente os dados foram tratados em computador, através do programa QUICKPLOT de Everdingen & Gool (1990).

2 ESTRUTURAS

2.1 Estruturas Primárias

Estas são mais freqüentes no Grupo São Roque, e quase ausentes ou de difícil reconhecimento no Grupo Serra do Itaberaba.

2.1.1 Grupo São Roque

No Grupo São Roque são muito comuns os bandamentos composicionais (espessuras de poucos milímetros a poucos centímetros) dados por leitos mais quartzosos ou micáceos, onde são ainda observadas internamente granodecrescência, estratos cruzados com contatos basais geralmente bruscos, possíveis marcas onduladas e pequenas lentes arenosas em material mais fino (possíveis *lensing*), mais ou menos preservados das foliações tectônicas.

Pequenos leitos ou lâminas de diferentes cores, às vezes de diferentes composições, como grafitosos, cloríticos, feldspáticos, ou com diferentes texturas dadas pela presença de grânulos ou fragmentos mais grossos e estruturações rítmicas em rochas filíticas, na maioria dos casos também representam o antigo acamamento sedimentar.

Estas informações foram utilizadas na indicação de topo e base das camadas e suas relações com as foliações tectônicas possibilitaram a reconstrução das estruturas tectônicas maiores.

2.1.2 Grupo Serra do Itaberaba

Neste Grupo as estruturas sedimentares e/ou geopetálicas são bastante raras, devido às intensas transposições tectônicas e ao metamorfismo de grau mais elevado.

Nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta foram observadas estruturas rítmicas, com leitos quartzosos alternados com leitos quartzo-micáceos, ou com outros, ora mais quartzosos, ora mais micáceos, mas raramente possibilitando a verificação de estruturas internas, como variações na granulometria, devido à recristalização metamórfica.

Em alguns casos, entretanto, o enriquecimento gradual em quartzo, micas, ou outros minerais parece indicar relíquias do acamamento afetado por intensas transposições tectônicas.

Em raros casos onde o grau metamórfico foi menor, ou as deformações menos intensas, foram observados leitos bandados e laminados com estruturação interna, dada pela variação da granulação ou pela presença de dobras irregulares, sugerindo laminações convolutas como no P-2942 (H20).

O acamamento nos xistos está, em geral, representado por leitos onde se distribuem preferencialmente alguns minerais metamórficos, evidenciando variações químicas entre as bandas e lâminas dos sedimentos originais. São definidos pela presença ou maior concentração de cloritas, biotita, muscovita, granada, estauroлита, cordierita, andaluzita, grafita e sulfetos. Tem-se também leitos de *metachert*, ferruginosos ou não, às vezes cupríferos, bandas ricas em hematita ou magnetita, leitos delgados de anfíbolito e biotítico-feldspáticos (metatufos), de rochas cálcio-silicáticas (antigos carbonatos impuros) e turmaliniticos. Nas rochas cálcio-silicáticas, o acamamento transposto pôde ser notado pela presença de leitos ricos em anfíbólios alternados com outros epi-

dotíticos, carbonáticos, flogopíticos, quartzosos, micáceos, ricos em microclina, etc.

São exemplares as relíquias de acamamento das formações ferríferas, onde, apesar dos redobramentos, pode-se às vezes seguir um leito rico em magnetita ou de *metachert* por dezenas de metros, assim como em metassedimentos tufíticos.

Nas rochas manganíferas da Formação Nhanguçu, leitos com óxidos e hidróxidos de ferro e manganês disseminados, às vezes maciços e com contatos abruptos na base e gradacionais em direção ao topo, são também sugestivos de antigos acamamentos (FOTO 26). Leitos delgados de *metachert*, às vezes hematíticos, são comuns nesta Formação, além de leitos de caulim, produzido pelo intemperismo, quartzo-micáceos, cálcio-silicáticos e bandas ou camadas com as estruturas alongadas provavelmente produzidas pela precipitação de nódulos ricos em ferro (FOTO 27).

As rochas metavulcânicas têm, em raros afloramentos, estruturas do tipo *pillow lavas*, quase sempre muito transpostas, mas, mesmo assim, em alguns casos fornecendo indicações de topo e base da camada.

Pequenos leitos de rochas metavulcanoclásticas e metassedimentos intercalados em metapelitos e metavulcânicas também definem o antigo acamamento, assim como brechas de topo ou de base de derrames. Estas estruturas raramente puderam ser utilizadas em reconstituições estratigráficas, devido à falta de afloramentos contínuos, sendo mais comuns em afloramentos de blocos rolados.

O mesmo problema aplica-se às rochas metavulcanoclásticas, inclusive às bem preservadas, de pouca utilidade na indicação de polaridade na escala mesoscópica, mas, na macroscópica, mostram distribuições ao longo do contato dos corpos, refletindo então o antigo acamamento original.

O acamamento pôde ser grosseiramente observado na escala macroscópica pelas diferentes intercalações de camadas, especialmente as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas. Nestas, inclusive, puderam ser observadas variações existentes entre as fácies proximais (mais grossas e com menor contribuição original de pelitos e carbonatos) e as distais (mais finas, com contribuição de pelitos, pelitos grafitosos, *chert*, formações ferríferas e carbonatos).

Os metabasitos com alterações químicas produzidas por processos hidrotermais-metassomáticos pré-metamórficos constituem indicadores do topo de derrames em grandes extensões, assim como a presença de rochas metaígneas intermediárias dispostas nestes horizontes estratigráficos. Na parte central da área, esta superfície pôde ser seguida por mais de 10 - 12 km. A associação de metavulcanoclásticas variadas, rochas cálcio-silicáticas, *metacherts*, turmalinitos, etc. e a ausência das alterações nos litotipos superpostos são evidências adicionais de tratarem-se originalmente de uma superfície deposicional.

2.2 Estruturas Secundárias

2.2.1 Foliações

a) Foliação S_1

a1) Grupo São Roque

Nos metapelitos e metarritmitos do Grupo São Roque a foliação S_1 foi caracterizada como uma foliação filítica finamente espaçada, chegando a tornar-se uma clivagem ardosiária subparalelizada ou até mesmo bastante oblíqua ao acamamento sedimentar.

Em muitos dos afloramentos esta foliação metamórfica está fracamente desenvolvida e, em parte, pode ser mimética, como observado em lâminas, onde uma leve foliação é dada pela clorita e sericita organizadas paralelamente ao acamamento, com cloritas com incipiente orientação oblíqua.

Nas rochas deste Grupo não foram verificadas dobras intrafoliais associadas à S_1 . Dobras apertadas podem ser observadas nos filitos na escala mesoscópica, com a foliação desenvolvida nos planos axiais, mas sem chegar a tornarem-se isoclinais.

a2) Grupo Serra do Itaberaba

No Grupo Serra do Itaberaba a foliação S_1 foi identificada principalmente como reliquias nas rochas mais deformadas, preservadas em microlitos contidos na S_2 ou em charneiras de dobras.

Em algumas oportunidades, quando a rocha encontra-se relativamente poupada pela intensa foliação de transposição S_2 puderam ser notados leitos ou lâminas, geralmente quartzosas ou ricas, principalmente, em minerais opacos ou granada e estauroлита, que representam o antigo acamamento sedimentar dos metapelitos, com a foliação S_1 disposta subparalelamente a elas.

A possibilidade de tratar-se de uma foliação mimética generalizada foi descartada, tendo em vista que a S_1 ocorre não somente em metapelitos ou metamargas, onde poderiam ocorrer micas detríticas, como também nas demais rochas, onde é definida pela orientação de minerais metamórficos como flogopitas, anfibólios e turmalina em rochas cálcio-silicáticas; anfibólios e plagioclásios em metabasitos, anfibólio xistos e em rochas metavulcanoclásticas; turmalinas em turmalinitos e cianita, sillimanita, andaluzita em metapelitos, bem como, ocasionalmente, por estauroлита, granada e quartzo nos metapelitos.

A foliação encontra-se bem preservada internamente aos porfiroblastos de diversos minerais (S_1), fornecendo informações sobre a cronologia relativa entre seu desenvolvimento e o crescimento do mineral, bem como sobre os minerais preexistentes e suas granações. Exemplos destas texturas podem ser observados nas FOTOS 40 e 41, onde arcos poligonais, principalmente desenhados por anfibólios, turmalina e mica, são comuns.

Dobras intrafoliais, geralmente redobradas intrafolialmente, na escala meso- e microscópica, associam-se a esta foliação. Nos flancos das dobras paralelizou-se ao acamamento e, em muitos locais, a intensa recristalização e deformação, com dissoluções locais, propiciou o surgimento de bandamentos diferenciados, que podem ser confundidos com o acamamento sedimentar.

Nas unidades da Formação Nhanguçu, a recristalização e a deformação não são tão intensas quanto nas da Formação Morro da Pedra Preta e, muito embora a S_1 esteja usualmente paralelizada ou subparalelizada à S_0 , geralmente foi observada formando ângulos maiores de intersecção.

Esta foliação pôde ser caracterizada como uma típica xistosidade nas rochas micáceas, anfibolíticas e cálcio-silicáticas de mais alto grau metamórfico, com gradação para uma foliação filítica a ardosiária nas unidades de topo da seqüência, como nos metapelitos com andaluzita, por exemplo.

b) Foliação S_2

b1) Grupo São Roque

No Grupo São Roque, a foliação S_2 é predominantemente uma clivagem de crenulação zonal a dis-

creta, localmente continua ou adquirindo aspectos de uma clivagem ardosiana, caracterizada pela fraca recristalização de sericita e clorita nos planos da foliação. Localizadamente, chega a transpor as superfícies preexistentes.

Às vezes praticamente não ocorrem neocristalizações metamórficas associadas à S_2 , tendo havido apenas reorientação dos minerais micáceos e a clivagem pode ser apenas de fratura.

Associam-se dobras apertadas, às vezes abertas.

FOTO 40 - Granada-clorita-biotita-muscovita xisto do testemunho de sondagem rotativa SRT-11-03 (P11) com relíquia da foliação S_1 preservada em pequeno *boudin* quartzoso, incluída por granada, e parcialmente dobrada pela S_2 , que está crenulada pela S_3 . Porfiroblastos de biotita pré- S_2 são também freqüentes. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

FOTO 41 - Idem à anterior. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

b2) Grupo Serra do Itaberaba

No Grupo Serra do Itaberaba esta foliação apresenta-se com características semelhantes às da S_1 e constitui-se na principal foliação observável em quase toda área. Sua intensidade é variável, diminuindo no sentido das unidades litoestratigráficas mais superiores.

O desenvolvimento desta foliação transpõe continua- e intensamente as estruturas preexistentes, muitas vezes obliterando-as totalmente, o que tornou difícil o reconhecimento da S_1 em campo e até mesmo em seções delgadas. Isto levou a considerar-se como S_2 a foliação principal das rochas, quando não pôde ser observada a foliação preexistente. Isto é, certamente, duvidoso, pois deve ocorrer, em alguns locais mais poupados pela S_2 , a S_1 como uma foliação principal. Todavia, a ocorrência em toda área das dobras intrafoliais redobradas intrafolialmente e a presença comum de relíquias microestruturais da S_1 sustentam a hipótese de que a S_2 é uma foliação regional e generalizada.

A presença de leitos mais competentes, como quartzitos e secundariamente rochas metavulcanoclásticas e cálcio-silicáticas provocou a formação comum de *boudins*, devido à forte transposição.

Nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta ocorre intensa cristalização e recrystalização de muscovita e biotita, de quartzo e diversos outros minerais nos planos da S_2 .

As micas geradas durante o desenvolvimento da S_1 foram deformadas e recrystalizadas, havendo em todos os casos uma forte redução da granulação dos minerais preexistentes. Comparativamente aos minerais cristalizados na S_1 , os da S_2 são de granulação relativamente mais fina. Esta recrystalização fez com que as rochas adquirissem, às vezes, aspecto macroscópico de xistos finos ou de filitos. Nestas rochas são comuns porfiroblastos deformados de minerais indicadores de metamorfismo de mais alto grau.

O quartzo está quase sempre estirado pela S_2 , apresentando bordas retilíneas e fraturas paralelas à foliação e característicos de dissolução sob pressão. Os grãos mais antigos (pré- S_2) estão recrystalizados como grãos menores e, normalmente, estão concentrados nas sombras de pressão de porfiroblastos preexistentes, como de granada, estauroлита, cianita, andaluzita, sillimanita e cordierita.

A fibrolitização das cianitas e sillimanitas prévias a S_2 em parte ocorreu durante este evento, como indicado pela iso-orientação das fibras no plano da foliação. Sillimanita granular e prismática mais grossa e fibrolita (inclusive cristalizadas sobre sillimanitas preexistentes), dobradas intrafolialmente (FOTO 42) e contidas nos planos axiais de dobras D_2 foram também reconhecidas.

Nos metabasitos e anfíbolitos em geral o desenvolvimento da foliação S_2 é menos pronunciado, mas freqüentemente puderam ser observados porfiroblastos, agregados porfiroblásticos e megacristais de cristalização acretiva de anfíbólios, dobrados intrafolialmente ou formando arcos poligonais, com novos anfíbólios cristalizados nos planos axiais. Bordas esfiapadas, pequenas dobras ou flexuras são bastante comuns nestes minerais. As relíquias de plagioclásio preservadas na S_1 tendem a ser destruídas pela recrystalização em cristais anhédricos, por vezes estirados e geralmente mais sódicos que os anteriores. Quando clorita está presente, sua orientação nestes planos da S_2 é bem evidente. A redução na granulação dos minerais preexistentes nestas rochas é também sensível, mas chega a ser drástica em anfibólio xistos.

Nas rochas metavulcanoclásticas básicas estas relações são bem mais evidentes, especialmente naquelas onde ocorrem laminações composicionais.

FOTO 42 - Aspecto comum da foliação S_2 , com fibrolita dobrada intrafolialmente, em sillimanita-biotita-muscovita xisto do P-1196 (T7). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

As mesmas relações entre as superfícies metamórficas e as texturas são observáveis nas rochas cálcio-silicáticas, nas quais houve forte redução na granulação dos minerais metamórficos preexistentes com o desenvolvimento da S_2 . Onde a S_2 é mais intensa, a textura é nematoblástica e nestes planos a presença de epidoto é comum, provavelmente devido à percolação preferencial de fluidos nestas bandas em regimes retrometamórficos.

Anfibólios e flogopitas da fase anterior estão, muito comumente, dobrados intrafolialmente, ou constituem dobras bastante apertadas. Arcos poligonais são muito frequentes.

Os turmalinitos exibem dobras intrafoliais redobradas em estruturas abertas, com os minerais recristalizados no plano axial ou nas superfícies de crenulações posteriores.

As formações ferríferas, devido à laminação dada por leitos cloríticos, de *metachert* e anfibolíticos e ao seu comportamento incompetente, foram especialmente aptas na preservação destas relações de dobramento e de redobramento.

Em rochas quartzo-feldspáticas é uma típica foliação gnáissica, com bandamento pouco pronunciado, geralmente dado por leitos mais ricos em anfibólios ou em quartzo.

Analogamente à S_1 , a preservação da S_2 em porfiroblastos foi freqüente, o que possibilitou a obtenção de informações quanto à cronologia dos eventos deformacionais, de cristalização e blastese dos minerais.

A intensidade da deformação e da recristalização com dissolução local de minerais ocasionou muitas vezes o aparecimento de bandamentos diferenciados associados à foliação S_2 .

Em outros locais a transposição foi muito intensa, tendo ocorrido grande redução na granulação dos minerais preexistentes, com fortes estiramentos e recristalizações, que conferiram à rocha aparência milonítica. Estes aspectos são especialmente observáveis nos flancos inversos de dobras maiores ou em partes das camadas onde houve concentração das deformações.

Principalmente em direção às unidades mais superiores (mas não exclusivamente), a S_2 grada de uma típica xistosidade (mais fina que anterior) para uma foliação contínua, finamente espaçada, também transpositiva,

que poderia ser classificada como uma foliação filítica, chegando até mesmo a uma clivagem ardósiana. Em alguns locais, a despeito da existência das dobras intrafoliais redobradas intrafolialmente, como em partes dos metapelitos peraluminosos do Morro Nhanguçu, a S_2 pôde ser identificada como uma crenulação contínua e muito cerrada.

Na Formação Nhanguçu há também uma certa tendência das dobras, às quais se associam à S_2 , tornarem-se mais abertas e, como consequência, as relações angulares entre S_0/S_1 e a S_2 são maiores e mais freqüentes que nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta.

c) Foliação S_3

c1) Grupo São Roque

Esta foliação não pôde ser caracterizada com segurança nos litotipos do Grupo São Roque, por ocorrer, na maioria dos afloramentos, apenas uma foliação posterior à S_1 , que poderia corresponder à S_2 ou à S_3 .

Em poucos locais foi observada uma tênue crenulação sobrepondo-se à S_2 ou fraturamentos que poderiam corresponder a clivagens de fratura.

c2) Grupo Serra do Itaberaba

Neste Grupo, a foliação S_3 é reconhecida de modo generalizado em toda a área estudada, mais especialmente nos metapelitos.

Foi caracterizada principalmente como uma crenulação discreta (Powell, 1979; Borradaile, Bayly & Powell, 1982), bem desenvolvida, com planos cerradamente espaçados.

Em campo foi, geralmente, identificada com facilidade, principalmente nos metapelitos laminados, onde a crenulação foi freqüentemente verificável no plano axial de dobras abertas e fechadas.

Em diversos locais, especialmente na parte nordeste da área, a crenulação é mais intensa e adquire padrões anastomosados, que praticamente destróem as foliações preexistentes. O aspecto macroscópico assemelha-se a uma xistosidade, podendo, nestes locais, ser confundida com a S_2 em observações menos minuciosas.

Mais raramente e especialmente em parte das unidades mais superiores e na Formação Nhanguçu, a S_3 adquire característicos de uma clivagem de crenulação zonal, até mesmo com pouca recristalização nos planos, ou seja, com limites gradacionais, no sentido de Borradaile, Bayly & Powell (1982), indicando reduções na intensidade da deformação.

Em concordância com estas variações, os minerais neocrystalizados nos seus planos podem ser apenas sericita e clorita em algumas áreas, ou granada, estauroлита e fibrolita em outras, mas predominam amplamente a biotita e a muscovita. Turmalina comumente está cristalizada nestes planos, inclusive pós-cinematicamente. A dissolução do quartzo nos planos da S_3 foi muito freqüente, contribuindo, onde são zonais, para formação de um novo bandamento diferenciado. Um aspecto microscópico desta foliação pode ser visto na FOTO 43.

Semelhantemente ao que ocorreu entre a S_1/S_2 , o desenvolvimento da S_3 provocou uma redução na granulação dos minerais, mas de modo bem menos intenso que no caso anterior.

Nos anfíbolitos, metabasitos, anfíbolio xistos e rochas metaintermediárias, a foliação S_3 não se faz

tão presente, devido à competência dos litotipos. Nestas rochas, quando ocorre, é uma foliação pouco pronunciada, que pôde ser, em geral, classificada como uma clivagem de crenulação zonal pouco intensa, que reorientou os anfibólios e feldspatos preexistentes, e na qual se cristalizaram tremolita, actinolita, epidoto, biotita, clorita feldspatos e turmalina. Muito raramente, em anfibólio xistos, apresenta-se como uma clivagem de crenulação de limites gradacionais.

FOTO 43 - Testemunho de andaluzita-muscovita xisto da sondagem rotativa SRT-11 (P11), com a foliação S_3 bem desenvolvida, redobrada menos intensamente pela S_4 (sub-horizontal na foto). Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

As rochas metavulcanoclásticas, cálcio-silicáticas e formações ferríferas, em função de suas mineralogias e granulações, apresentam foliação S_3 com comportamento intermediário entre as S_3 dos metapelitos e metabasitos. Em litotipos mais micáceos e mais finos, traduz-se como crenulações discretas e, em rochas mais grossas e com minerais equigranulares, assemelha-se à foliação S_3 dos metabasitos.

Diferentemente das foliações anteriores, a orientação geométrica desta em relação ao bandamento composicional e às foliações nele contidas é, em geral, oblíqua e, muitas vezes, chegando a ser quase ortogonal, como em regiões apicais de dobras. Mais raramente está paralelizada às estruturas planares preexistentes.

d) Foliação S_4

Esta foliação foi identificada apenas no Grupo Serra do Itaberaba. Embora de ocorrência comum, não é tão generalizada e nem tão intensa como a S_3 .

É observada em litotipos de todos os níveis litoestratigráficos, mas é mais intensa em partes das unidades inferiores e está mais claramente desenvolvida, tal qual a S_3 , na parte nordeste da área.

Nos metapelitos é caracteristicamente uma clivagem de crenulação zonal, com o espaçamento às vezes cerrado entre os conjuntos de planos ou, não raramente, com limites gradacionais. Na parte nordeste da área

chega a constituir, localizadamente, uma crenulação contínua, finamente espaçada.

É uma clivagem de fratura simples em rochas mais competentes, como anfibolitos e metabasitos homogêneos de granulação fina, rochas cálcio-silicáticas, quartzo xistos e quartzitos, inclusive quando em camadas intercaladas nos pelitos. Nestes casos, a refração da clivagem pôde, às vezes, ser observada. O espaçamento entre os planos pode variar entre 5 e 0,5 cm e em geral é da ordem de 1 - 2 cm.

Dobras associadas são mais raras em escala mesoscópica e, quando existentes, tendem a ser de pequenas dimensões e amplitudes, com a S_4 em posição plano-axial.

Poucos minerais metamórficos cristalizaram/recristalizaram nestes planos. Dentre eles predominam amplamente sericita e clorita retrometamórficos de minerais anteriores, especialmente de biotita e muscovita, mas, às vezes, também de fibrolita.

Microscopicamente, a foliação S_4 foi de mais fácil distinção e, freqüentemente, caracteriza-se pela reorientação, mais ou menos intensa, dos minerais. Pode ser zonal, mas às vezes apenas flexiona a foliação anterior (FOTO 43), ou forma *kink bands*.

Sempre foi distinguida da S_3 (no campo e microscopicamente), por crenular os planos da crenulação prévia. Também foi distinguida, onde não ocorriam as duas crenulações, pela sua orientação geométrica em domínios homogêneos, onde a orientação da S_3 varia pouco ou sistematicamente.

e) Foliação S_5

Ocorre rara- e esporadicamente apenas no Grupo Serra do Itaberaba. Associa-se a grandes flexuras na escala macroscópica, mas pôde ser bem caracterizada na parte norte da área, onde se superimpôs às duas crenulações anteriores.

É caracteristicamente uma clivagem de limites gradacionais a discreta, passando para zonal discreta, ou para clivagem de fratura.

Aparenta apenas reorientar os minerais micáceos, praticamente não ocorrendo neocristalização metamórfica nos seus planos.

f) Foliações miloníticas e cataclásticas

Uma grande complexidade destas foliações pôde ser observada nas zonas de cisalhamento e de falhas (que afetam especialmente rochas granitóides), produto da recorrência dos processos cataclásticos durante a história geológica.

As foliações mais antigas das rochas graníticas *sensu lato* têm caráter blastomilonítico, com forte estiramento e recristalização dos minerais preexistentes. Novos minerais, como muscovita e biotita, além de epidoto, carbonatos, clinozoisita, albita e microclina, cristalizaram-se durante o desenvolvimento desta foliação.

Os planos são definidos por superfícies irregulares, mais planas em alguns locais ou bastante corrugadas em outros, amoldadas ao redor de porfiroclastos de feldspatos, com atitudes predominantemente verticais ou fortemente inclinadas, com lineações minerais sub-horizontais ou com mergulhos que, em algumas regiões, tornam-se gradativamente pouco inclinados, com lineação mineral com mergulho intermediário a alto, indicando passagens de regimes transcorrentes para regimes de empurrão.

A continuidade da movimentação, sob condições de pressão e temperatura mais baixas, gerou típicos

milonitos e cataclasitos, com forte lineação mineral a bem estriados. Estes planos são mais novos que os blastomiloníticos. Têm geralmente mergulho forte ou até mesmo intermediários a baixos, ora para nordeste, ora para sudoeste, e estrias horizontais.

Nos metapelitos, a cominuição dos minerais foi forte, assim como a recrystalização de sericita e clorita. Grãos maiores de quartzo ou porfiroblastos preexistentes mostram forte estiramento. Os planos são em geral bastante regulares, mas podem estar dobrados e refoliados, muitas vezes assemelhando-se às estruturas geradas durante o metamorfismo regional. Filonitos foram freqüentemente gerados a partir dos metapelitos e podem constituir faixas com dezenas a poucas centenas de metros de largura.

As foliações associadas às falhas de empurrão, desenvolvidas nas rochas granitóides e nos metapelitos são, de modo geral, semelhantes às anteriores.

Destacam-se por constituírem zonas menos espessas, com dobras de arrasto associadas e lineações de estiramento de minerais tendendo a se orientarem segundo as retas de maior declive, em planos geralmente com mergulhos altos e baixos.

Onde o Grupo São Roque está colocado tectonicamente sobre o Grupo Serra do Itaberaba, esta foliação desenvolveu-se em faixas pouco espessas, onde as rochas adquiriram aspecto filonítico, que truncam as estruturas preexistentes. Dobras de arrasto e brechas com fragmentos de pelitos estirados são comuns.

2.2.2 Lineações

No Grupo Serra do Itaberaba, as lineações de intersecção dos planos de transposição S_1 e S_2 com S_0 e, especialmente, da foliação S_2 com S_1/S_0 , apesar de estarem em geral formando ângulos pequenos entre si, foram medidas e lançadas nos mapas geológicos.

Para o Grupo São Roque, as intersecções com S_0 foram de mais difícil observação, dado o fraco desenvolvimento da S_1 .

As lineações mais freqüentemente observadas foram, entretanto, as intersecções das crenulações com a foliação S_2 nos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba e as intersecções das crenulações com os planos S_1/S_0 no Grupo São Roque. Estas foram também utilizadas nas reconstituições das fases deformacionais, através de tratamento estatístico.

Muito freqüentemente são dadas por pequenos corrugamentos definindo dobras de pequenas dimensões, com eixos paralelos ou anastomosados, finamente espaçadas.

Também foram medidos os eixos de dobras intrafoliais e similares fechadas, com S_2 plano axial, eixos de dobras D_3 e D_4 mesoscópicas ou parasitas e as barras de quartzo esporadicamente encontradas.

A forte transposição da S_1 e S_2 gerou, em muitos casos, uma nítida lineação mineral, observável tanto em xistos, pelo estiramento de quartzo e orientação de micas, sillimanita, fibrolita e até mesmo granada e estaurolita e, em metabasitos, rochas cálcio-silicáticas e formações feríferas, pela orientação dos prismas de hornblenda.

Em rochas miloníticas foram também medidos os estiramentos minerais, bem como as estrias resultantes.

2.2.3 Dobras

As dobras foram descritas segundo seus estilos, atitudes dos eixos, planos axiais e flancos, natureza das superfícies dobradas, dos planos axiais e das lineações, além do caráter cilíndrico ou concêntrico, dimensões, ângulo apical e espessura dos leitos dobrados nos flancos e ápices (isógonas).

Na escala mesoscópica foram às vezes verificadas figuras de interferência de dobramentos, muito úteis, quando analisadas juntamente com os característicos anteriores (especialmente os da superfície dobrada), na identificação da cronologia relativa dos dobramentos. Estas figuras de interferência não são tão freqüentes, muito provavelmente devido aos diferentes comprimentos de onda dos dobramentos.

Algumas figuras de interferência foram cartografadas (ANEXOS I e II), mas nem sempre são correlacionáveis aos padrões definidos por Ramsay (1967), devido à superposição de mais de um evento deformacional.

As incoerências estruturais existentes entre uma dada estrutura e as dobras menores e parasitas foram utilizadas, sempre que possível na identificação de diferentes eventos.

a) Dobras D_1

a1) Grupo São Roque

Dobras D_1 intrafoliais, como as que serão descritas a seguir, não foram encontradas neste Grupo.

Em poucos locais foram encontradas dobras fechadas, similares, sem chegar a constituir dobras isoclinais, afetando o acamamento sedimentar, constituindo, portanto, as D_1 . Nestas, a foliação S_1 pode transpor fortemente a S_0 .

As dimensões são, em geral, decimétricas a métricas, e o forte redobramento não permitiu a verificação segura da vergência.

a2) Grupo Serra do Itaberaba

Dobras D_1 são de ocorrência relativamente rara, tanto em afloramentos como em escala microscópica.

Em escala de afloramento, formam dobras intrafoliais, contidas nos flancos de dobras intrafoliais D_2 (FOTO 44). As relações geométricas, nestes casos, indicam uma repetição das camadas por dobramento, mas em outros, a intensa transposição e redobramentos provocam a geração de estruturas complexas, especialmente nas regiões apicais da D_2 .

A superfície dobrada em D_1 foi o acamamento sedimentar e a foliação S_1 , plano-axial, a transpôs intensamente, tendo provocado forte espessamento das camadas nas regiões apicais e grande adelgaçamento nos flancos, chegando freqüentemente ao rompimento.

As dobras D_1 têm, geralmente, poucos centímetros a decímetros de comprimento, e nos ápices são observáveis lineações minerais e de intersecção de planos.

Em escala microscópica, são de preservação mais difícil devido às recristalizações ocorridas ao longo dos planos S_2 e S_3 e podem ser identificadas principalmente pelos leitos de diferentes composições mineralógicas, quartzosos ou ricos em minerais opacos, totalmente transpostos.

Estas dobras foram definidas nos leitos de metatufos e metabasitos intercalados em metapelitos a oeste do local (R15) (ANEXO II), pelas camadas de metassedimentos tufíticos e grafitosos a oeste dos Granitóides Pau Pedra (S14) e, talvez, em partes da complicada estrutura dos filitos peraluminosos, na sua extremidade sul (R14).

A vergência desta fase não pôde ser bem caracterizada, mas a orientação geral das estruturas e o padrão de sobreposição da S_2 são sugestivos de eixos com orientação nordeste-sudoeste, e vergências para noroeste.

FOTO 44 - Dobra intrafolial da segunda fase (D_2) com dobras intrafoliais (D_1) em bandas de *metachert* (na parte mais espessa do leito, na porção centro-direita da foto) e em leitos com contribuição de materiais vulcanoclásticos (na ponta da lapiseira) em formação ferrífera do Grupo Serra do Itaberaba no P-3013 (T8).

b) Dobras D_2

b1) Grupo São Roque

As dobras D_2 deste Grupo são, quanto ao estilo, dimensões, orientações e atitudes, muito semelhantes às D_3 do Grupo Serra do Itaberaba, que serão descritas a seguir. Diferenciam-se especialmente por afetarem a S_0/S_1 ao invés da S_1/S_2 e pelo menor desenvolvimento relativo da crenulação plano-axial a elas associada e, inclusive, pela transposição concentrada em zonas macro- e microscópicas. Localmente as transposições podem ser fortes, obliterando as superfícies preexistentes.

b2) Grupo Serra do Itaberaba

Em afloramentos, as D_2 foram identificados como dobras similares bastante apertadas ou isoclinais, com ápices espessados (não tão pronunciadamente quanto as D_1) e, mais raramente, pouco espessados, nas regiões onde a S_2 forma maiores ângulos com as estruturas planares mais antigas, podendo ser englobadas, respectivamente, nas classes 2 e 1C de Ramsay (1967). As dobras da classe 1C ocorrem principalmente nos litotipos da

Formação Nhanguçu. Os flancos estão comumente adelgaçados e, não raramente, rompidos. Também constituem dobras intrafoliais, verificáveis nos mais diversos litotipos, como as observadas nas formações ferríferas da FOTO 44.

A superfície dobrada é a S_1 , geralmente definida como uma xistosidade ou por um bandamento composicional, e tem uma forte xistosidade plano-axial, que varia até uma foliação filítica, que muito comumente oblitera quase ou totalmente as estruturas mais antigas.

Algumas dobras têm dimensões métricas, como a definida pelas rochas cálcio-silicáticas intercaladas em metapelitos, em parte com contribuição de carbonatos, do P-276 (Q11). Neste local constitui uma dobra isoclinal com intensa transposição nos flancos, como pode ser visto no esquema da FIGURA 24.

Entretanto, de modo geral, são dobras menores, como nos metapelitos e *metacherts* do afloramento do P-1042 (J15). Neste local pôde-se ainda distinguir o antigo acamamento sedimentar, subparalelo à S_1 , através da variação composicional dos litotipos, e as dobras D_3 superpostas, em partes localizadas, com transposição plano-axial intensa, paralelizando a S_3 às superfícies anteriores (FIGURA 25).

FIGURA 24 - Representação esquemática de uma dobra isoclinal da segunda fase em rochas cálcio-silicáticas intercaladas em metapelitos no P276 (Q11).

FIGURA 25 - Esquema das dobras D_2 no P-1042 (J15), com forte foliação associada e transpostas pelas S_3 à direita. O acamamento sedimentar subparalelizado à S_1 está indicado pelas camadas com diferentes composições mineralógicas e por relíquias da S_1 transpostas.

Outro aspecto destas dobras está esquematizado na FIGURA 26, do P-191 (P11), onde são similares fechadas, com foliação plano-axial transpositiva. A relação com a S_3 é também visível no afloramento e nestas situações a foliação S_1 encontra-se melhor preservada.

No P-188 (Q11) foram encontradas, bem registradas, as dobras desta fase em metabasitos/metavulcanoclásticas, como esquematizado na FIGURA 27. Neste afloramento, a foliação S_1 é dada pela

orientação dos anfibólios, que são deformados pelas dobras D_2 e parcialmente recrystalizados no plano axial.

Em escala macroscópica constituem dobras apertadas a isoclinais, em parte mais abertas, possivelmente devido aos redobramentos, e com dimensões muito variadas, mas comumente definindo estruturas com quilômetros de comprimento (ANEXOS I e II).

O granitóide Gussoroca (FIGURA 21) deve ter sido afetado por esta fase de dobramento, mas em parte a estrutura pode ser devida a deformações posteriores, incluindo aquelas geradas quando do desenvolvimento de zonas de cisalhamento.

FIGURA 26 - Representação esquemática dos metapelitos do P-191 (P11) com S_1/S_0 parcialmente transpostos pela foliação S_2 , plano-axial às dobras D_2 similares, com a crenulação S_3 superposta.

FIGURA 27 - Esquema de dobras D_2 em metabasitos/metavulcanoclásticas do P-188 (Q11).

Na Formação Morro da Pedra Preta a grande heterogeneidade dos litotipos permitiu reconstruções apenas das grandes estruturas, tendo sido utilizadas as estruturas menores, como dobras em M, S ou Z, e as relações angulares existentes entre as foliações. Em diversos locais, como nos leitos metavulcanoclásticos intercalados nos metapelitos ao redor do local (R16), pôde ser visto padrão de superposição dos dobramentos em laço.

Os redobramentos fizeram com que os planos axiais mergulhassem ora para NW ora para SE, com altos ângulos, e possível vergência para noroeste. A direção dos eixos das dobras é nordeste-sudoeste.

c) Dobras D₃

c1) Grupo São Roque

Neste Grupo, as dobras D₃ são muito semelhantes às D₄ que afetam o Grupo Serra do Itaberaba, mas são tipicamente mais abertas e, em geral, foram identificadas como ondulações nas superfícies tectônicas preexistentes.

c2) Grupo Serra do Itaberaba

As dobras D₃ são as estruturas mais freqüentemente encontradas, na escala mesoscópica, nos metapelitos e rochas cálcio-silicáticas. Dada a importante transposição gerada pelo desenvolvimento da foliação S₂, juntamente com o bandamento composicional ao qual se paraleliza ou subparaleliza, é a principal superfície afetada. No plano axial das dobras encontra-se bem desenvolvida uma clivagem de crenulação (S₃), descrita no subitem 2.2.1.

Constituem dobras, em geral, fechadas, mas não tão fortemente como as D₂, com variações para tipos um pouco mais abertos. Têm espessamento apical sempre presente, mas não muito forte, podendo ser classificadas no grupo 1C de Ramsay (1967). Os ápices podem ser mais arredondados, quando a S₂ está melhor preservada, ou serrilhados pela transposição ocasionada pelos planos da crenulação. Quando mais intensas, chegam a segmentar as camadas. Seus planos axiais têm geralmente mergulhos fortes, próximos da vertical, quando em áreas menos deformadas pelos eventos subseqüentes.

Suas dimensões a nível de afloramentos variam desde poucos centímetros até dezenas de metros, estas de observação mais rara devido à pobreza dos afloramentos. Em geral apresentam perfis simétricos, mas formas assimétricas, ou até algo irregulares, são também comuns. A análise da superfície dobrada de dobras menores, muitas vezes, indicou uma conicidade não muito pronunciada.

Quando são mais apertadas e têm forte transposição nos planos de crenulação, têm aspecto geral como o da FOTO 19. Um pequeno detalhe de dobras deste tipo foi esquematizado na FIGURA 28, onde os metapelitos grafitosos do P-427 (S13) estão dobrados de modo apertado e com fortes transposições plano-axiais.

Outro aspecto geral das D₃ pode ser visto na FOTO 45, afetando metapelitos pouco grafitosos do P-584 (T12). Dobras da mesma fase, mais abertas e com crenulação menos intensa, foram observadas no P-290 (Q11), afetando plagioclásio-biotita xisto derivado de rochas vulcanoclásticas de composição intermediária, conforme pode ser visto no esquema da FIGURA 29.

Os porfiroblastos de granada, estaurolita, cianita, andaluzita e sillimanita nos metapelitos estão, em geral, caracteristicamente deformados e rotacionados, com a S₃ amoldando-se ao seu redor e cortando orientações/reorientações prévias dadas pela S₂.

Nas rochas cálcio-silicáticas, apesar da clivagem de crenulação não estar freqüentemente tão bem desenvolvida, estas dobras foram, em muitos afloramentos, bem caracterizadas. São às vezes um pouco mais abertas e com ápices pouco espessados, muito embora as dobras fechadas e apertadas também não sejam raras. Em alguns locais as dobras apresentam uma clivagem mais espaçada e, praticamente, não há recristalização dos minerais preexistentes nestes planos. *Kink bands* são freqüentes nestas situações.

Nas rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu o estilo varia, desde dobras apertadas e com forte

transposição nos corpos Sul e Central, a mais abertas, com fraca crenulação, no Corpo Norte, chegando a constituir dobras isópacas.

Nos corpos de metabasitos as dobras D_3 são de difícil observação na escala de afloramentos devido à competência, texturas e homogeneidade destes litotipos.

Em escala macroscópica as dobras D_3 foram reconstituídas com base nas intersecções de planos e de dobras parasitas, em alguns locais de modo mais preciso e constante, em outros apenas parcialmente, especialmente onde predominam metabasitos.

FIGURA 28 - Detalhe das dobras D_3 deformando metapelitos grafitosos do P-427 (S13).

FOTO 45 - Metapelitos pouco grafitosos do P-584 (T12) com dobras D_3 abertas e crenulação pouco intensa.

FIGURA 29 - Esquema das dobras D_3 abertas, com crenulação plano-axial pouco intensa, observada em rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária (plagioclásio-biotita xisto) do P-290 (Q11).

Estas reconstituições indicam dobras apertadas a abertas, com plano axial tendendo a vertical, com comprimento de onda, dependendo do local, variando entre 150 - 300 m.

Os eixos destas dobras têm direção nordeste-sudoeste e mergulhos variáveis, geralmente médios a fracos, ora para um quadrante ora para outro, devido, em parte, a redobramentos e, em parte, à orientação geométrica dos planos deformados preexistentes. Em vários locais, notadamente entre os granitóides Pau Pedra e Serra da Pedra Branca e na parte nordeste da área, os eixos podem estar orientados segundo direções noroeste-sudeste.

Uma vergência para noroeste é sugerida pela análise das distribuições das maiores concentrações dos pólos dos planos em estereogramas.

Típicas figuras de interferência com forma de laço resultam da imposição das D_3 sobre as D_2 , conforme a orientação das camadas preexistentes, como pode ser visto no mapa geológico-estrutural do ANEXO II.

d) Dobras D_4

Este conjunto foi identificado apenas no Grupo Serra do Itaberaba, reconhecido principalmente pelas ondulações ou dobramentos suaves da crenulação S_3 . Em campo, as D_4 constituem dobras abertas, de dimensões variadas, com crenulações ou a clivagem de fratura S_4 (dependendo do litotipo afetado) em posição plano axial. Quanto às isógonas, puderam ser classificadas como do Grupo 1B de Ramsay (1967), com variações locais para o tipo 1C.

Em escala macroscópica é que provocaram, dada a orientação preferencial dos seus eixos na direção noroeste-sudeste, as mais espetaculares figuras de interferência da área, com padrões aproximadamente do tipo I de Ramsay (1967), ou seja, do tipo domo e bacia. A grande amplitude destas dobras, em relação às das D_2 e D_3 , são, certamente, a razão destas figuras praticamente não terem sido encontradas na escala de afloramentos.

A diferença de competência entre os litotipos parece também condicionante para ocorrência deste padrão de interferência, como pode ser notado pela forte atenuação destas dobras, entre a estrutura Morro do Nhançu (R14) e os metabasitos situados a noroeste dele, que estão apenas ondulados (ANEXOS I e II).

Complexas estruturas, como na parte central da área (L17), na porção que se interna nos granitóides Serra da Pedra Branca (G14) e na parte sul dos quartzitos da Formação Pirucaia (M9) são também devidas à esta fase.

e) Dobras D₅

Estas estruturas também foram reconhecidas apenas no Grupo Serra do Itaberaba.

Raramente foram reconhecidas no campo, pois estando as superfícies anteriores bastante deformadas e sendo estas dobras em geral muito suaves, muitas dúvidas surgem na sua caracterização, a não ser quando apresentam as foliações plano-axiais já descritas no subitem 2.2.1, superimpostas às anteriores.

São entretanto facilmente observáveis na escala do mapa pelas grandes flexuras observadas em diversos dos litotipos, e através da análise estrutural.

f) Dobras D₆

Processos cataclásticos/miloníticos geraram dobras D₆, que têm ocorrência bastante comum nas zonas de cisalhamento e de falhas e nas suas proximidades. Os estilos das D₆ variam desde dobras intrafoliais com eixos em posição sub-horizontal, passando por dobras intrafoliais em S ou Z, com forte transposição e eixos verticais, até dobras abertas a fechadas, com flexuras observáveis na escala meso- e macroscópica, relacionadas a arrastamento (*drag folds*).

As distribuições das atitudes dos planos de falhas mostraram variações que podem ser devidas ao basculamento de blocos onde foram medidos os planos de cisalhamento, às deformações destes planos, concomitantes à evolução contínua destas zonas ou tardias à ela, ou, até mesmo, a eventos deformacionais que também afetaram as rochas supracrustais.

Ondulações nas superfícies cataclásticas são também comuns, algumas delas associadas a falhas de empurrão menores.

g) Dobras D₇

Foram reconhecidas por Riccomini (1989) nos sedimentos terciários das bacias de São Paulo e Taubaté e estão relacionadas às movimentações tardias ocasionadas pela reativação dos sistemas de falhas preexistentes.

Pouco a sudoeste da área mapeada ocorre um exemplo destas dobras, provocado pelo empurrão de litotipos pré-cambrianos sobre os sedimentos cenozóicos (*drag fold*). Na Bacia de Taubaté foram também reconhecidas flexuras em posições mais internas (Riccomini, 1989).

2.2.4 Falhas

Grande quantidade de falhas afetam largas faixas na região estudada, constituindo-se em uma das suas mais espetaculares feições geológicas.

A análise da FIGURA 23 sugere, inclusive, que, no local, as demais estruturas dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque foram poupadas por estas deformações devido ao comportamento rígido das rochas graníticas *sensu lato*, que teriam feito com que as zonas de cisalhamento e de falhas se amoldassem ao seu redor, produzindo as formas anastomosadas observadas.

Mesmo nas partes mais preservadas da área estudada, as falhas são abundantes, mas sem o desen-

volvimento de longas faixas cataclásticas. Falhas menores são certamente muito mais abundantes que as localizadas e plotadas nos mapas geológicos dos ANEXO I e II.

Foram reconhecidas falhas de caráter transcorrente, reativadas em várias oportunidades, do Pré-Cambriano ao Recente, concentradas principalmente nas zonas de falhas do Sertãozinho, Mandaqui e Tanquer Grande - Ribeirão dos Macacos e nas zonas de cisalhamento, com caráter inicial mais dúctil, do Rio Jaguari e Jundiuvira.

Falhas de empurrão menores foram também observadas, em geral associadas às transcorrências acima referidas. Entretanto, a mais expressiva de todas é responsável pela colocação do Grupo São Roque sobre o Grupo Serra do Itaberaba na parte nordeste da área.

Os quartzitos da Formação Pirucaia, situados a noroeste da área, estão dispostos sobre rochas miloníticas/blastomiloníticas da ZCJ, em parte através de empurrões de idade incerta, pois, se considerarmos a ZCJ como principalmente do Pré-Cambriano Superior ao Eo-Cambriano, necessariamente teríamos que admitir grandes empurrões posteriores, que não poderiam ser correlacionados com os que posicionaram inteiramente ou pelo menos em parte o Grupo São Roque sobre o Grupo Serra do Itaberaba.

Alternativamente pode-se imaginar que a fase principal do evento de cisalhamento seria mais antiga, ou que os eventos compressionais do Eo-Paleozóico e do Cenozóico poderiam ter sido maiores e mais intensos que o presentemente admitido. Qualquer uma destas hipóteses, entretanto, traz conseqüências quanto às denominações estratigráficas baseadas na tectônica de blocos, uma vez que as mesmas unidades litoestratigráficas poderiam ter sido colocadas em diferentes blocos tectônicos através destes movimentos.

Falhas normais e inversas são bastante freqüentes e estão relacionadas aos eventos tardios do desenvolvimento das zonas de transcorrência e à reativação cenozóica.

3 CORRELAÇÕES ENTRE AS DEFORMAÇÕES DO GRUPO SÃO ROQUE E AS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA

Levando-se em conta que, no Grupo São Roque, a superfície mais antiga reconhecida de modo generalizado é o acamamento sedimentar, com uma superfície tectônica S_1 paralelizada e sub-paralelizada, e que, no Grupo Serra do Itaberaba, é uma S_1 , à qual está sub-paralelizada uma foliação S_2 , pode-se considerar o desenvolvimento da S_1 do primeiro Grupo e da S_2 do segundo como o início das correlações. Este desenvolvimento pode, inclusive, ter-se dado concomitantemente.

Mesmo assim, várias diferenças ocorrem, notadamente quanto à intensidade da deformação e às condições de pressão e de temperatura a que as rochas estavam submetidas quando do desenvolvimento das foliações S_2 e S_1 , respectivamente, dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque.

A quase ausência de dobras intrafoliais D_1 no Grupo São Roque, correlacionáveis às D_2 do Grupo Serra do Itaberaba, poderia ser explicada pela intensa transposição no final dos dobramentos, como sugerido por Carneiro (1983) na Faixa Jaraguá-Cristais. Isto poderia também ser devido à orientação geométrica das camadas em relação aos esforços e até mesmo ao tipo da deformação, que poderia ter sido por cisalhamento simples. Muito comumente, entretanto, a transposição não é intensa e o acamamento e as texturas sedimentares estão bem preservadas, apesar da cristalização orientada dos minerais plácóides segundo esta foliação, o que indica que, para a região estudada, as deformações no Grupo São Roque foram menos intensas que naquela Faixa.

No Grupo Serra do Itaberaba ocorre uma atenuação na intensidade da transposição associada às do-

bras D_2 em direção às unidades de topo, onde também tendem a adquirir estilos mais abertos, apesar da variação não tão intensa do grau metamórfico.

Por outro lado, se admitido o Grupo São Roque como constituindo unidades mais superiores do Grupo Serra do Itaberaba, deveria ser observada uma gradação no estilo das dobras a partir da Formação Nhanguçu até os metapelitos São Roque, onde as dobras deveriam ser mais abertas, vez que sua posição no pacote deformado foi bem mais rasa, como indicado pelo grau do metamorfismo, o que não ocorre.

Uma vez que no local o Grupo São Roque é, pelo menos em parte, alóctone, isto poderia ser explicado por diferentes processos deformacionais agindo nos dois grupos. O Grupo São Roque poderia ter estado situado sobre uma crosta mais estável e deformado por cisalhamento simples, gerando suas S_1 e D_1 , que poderia inclusive ter sido responsável pelo seu transporte até o local atual, enquanto o Grupo Serra do Itaberaba, situado em regiões mais geossinclinais, no sentido clássico da definição, teria sido mais fortemente deformado, gerando dobras isoclinais na base do Grupo a mais abertas no topo. Isto poderia explicar também a diferença do grau metamórfico existente entre ambos e poderia, adicionalmente, implicar em uma certa assincronia entre as duas deformações, correlacionáveis ao evento geotectônico que gerou o Grupo São Roque.

Alternativamente, o desenvolvimento destas foliações pode ter ocorrido pela instalação de um novo ciclo geotectônico sobre um embasamento constituído, em parte, pelo Grupo Serra do Itaberaba.

Com relação às D_3 do Grupo Serra do Itaberaba e às D_2 do Grupo São Roque parecem haver boas correlações de todos elementos estruturais e das condições de P e T em que ocorreram e, dada a continuidade geométrica das estruturas, pode-se considerar que elas são produto da mesma fase deformacional, afetando todo o conjunto de litotipos concomitantemente e sob condições físicas semelhantes. As poucas diferenças existentes podem ser atribuídas aos níveis crustais mais rasos do Grupo São Roque em relação ao Grupo Serra do Itaberaba.

O mesmo pode ser afirmado para as estruturas subseqüentes, com as dobras D_4 e D_5 correspondendo às D_3 e D_4 do Grupo São Roque, sendo que as últimas não foram reconhecidas em campo, nem as foliações associadas, tendo sido, portanto, caracterizadas apenas pelas flexuras dos traços axiais das D_2 nos mapas e através da análise estrutural.

4 ANÁLISE DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Os domínios estruturais foram definidos segundo os critérios de Turner & Weiss (1963). Alguns deles não podem ser efetivamente considerados como domínios homogêneos, mas mesmo assim, os dados destas áreas foram lançados em estereogramas, fornecendo algumas informações adicionais à compreensão das estruturas da área.

A contagem estatística em alguns diagramas com pequeno número de medidas, especialmente da S_3 , foi feita apenas para ilustrar a deformação dos planos, não possuindo, portanto, valor estatístico.

Os domínios estabelecidos podem ser vistos na FIGURA 30, que pode ser superposta ao esboço geológico da FIGURA 31 para facilitar a visualização das estruturas. As demais ilustrações da análise estrutural, representadas nas FIGURAS 32 a 69, encontram-se no ANEXO VI.

4.1 Domínio ZCJ - Zona de Cisalhamento Jundiuvira

Foram lançadas as foliações blastomiloníticas e miloníticas das rochas granitóides, gnáissicas e

metapelíticas-psamíticas situadas na porção noroeste do mapa geológico (FIGURAS 30 e 31).

Nos diagramas das FIGURAS 32a a 32c podem ser observadas as orientações dos planos de foliação cataclástica que em geral têm mergulhos próximos da vertical e direção variando entre este-oeste a quase norte-sul, com predomínios ao redor de N30E-N55E. Estas atitudes são consequência dos traços anastomosados das falhas em superfície e das deformações das rochas cataclásticas produzidas pela continuidade da movimentação e/ou pelas reativações das falhas.

A presença de planos com mergulhos mais baixos praticamente desenha uma guirlanda de deformações com eixo de direção geral nordeste-sudoeste. Algumas lineações minerais, estrias e estruturas observadas em campo indicam que em parte esta configuração é devida a falhas de empurrão associadas à zona de transcorrência ou produzidas pela reativação das falhas com caráter normal ou inverso.

Há também uma certa predominância de planos mergulhando para sudeste, que poderia estar relacionado a esforços compressivos no sentido noroeste.

As poucas lineações minerais e estrias medidas têm mergulhos geralmente fortes para os quadrantes nordeste, sudoeste e sudeste, indicando movimentações com caráter misto nas transcorrências durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento e quando das reativações, além dos empurrões já citados.

4.2 Domínio ZCRJ - Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari

Talvez devido à maior homogeneidade dos litotipos, a atitude dos pólos das foliações blastomiloníticas e miloníticas deste domínio mostram uma dispersão menor do que no domínio anterior (FIGURAS 33a e 33b).

A maior concentração dos pólos evidencia planos com direção aproximada de N50E, com mergulhos superiores a 80°, ora para sudeste, ora para noroeste, e as dispersões indicam direções tendendo mais para norte-sul do que para este-nordeste/oeste-sudoeste.

Há, também, para planos com direções semelhantes às do domínio anterior, concentrações dos mergulhos entre 60 e 70° para sudeste, com nítida tendência para mergulhos mais baixos. As observações de blocos cavalgando outros, situados a noroeste, como representado em alguns locais no mapa geológico-estrutural (ANEXO I) são indicativos do relacionamento desta tendência principalmente com falhamentos de empurrão, para noroeste, de diversas idades, confirmados por algumas das lineações minerais, posicionadas aproximadamente na reta de maior declive, medidas nestes planos (FIGURA 33c).

Deformações tardias podem também ter sido parcialmente responsáveis pelas atitudes das lineações, além das falhas normais e inversas, de direção geral noroeste-sudeste, que poderiam ter basculado alguns dos blocos onde foram efetuadas medidas.

As lineações minerais e estrias, em seu conjunto maior, mostram mergulhos baixos a horizontais para os quadrantes nordeste ou sudoeste, indicando o caráter predominantemente transcorrente dos falhamentos.

4.3 Domínio γ PB - Granitóides Serra da Pedra Branca

As principais medidas lançadas foram as atitudes da foliação S₂ das rochas supracrustais encravadas na massa ígnea e uma foliação observada nas rochas encaixantes, constituída principalmente pela orientação planar de micas e/ou anfíbios, ou pelo estiramento e orientação dos demais minerais, inclusive dos megacristais de feldspato potássico (FIGURAS 34a a 34c).

FIGURA 30 - Localização dos "domínios homogêneos" analisados.

FIGURA 31 - Esboço da geologia da região da Serra do Itaberaba (segundo Juliani, Schorscher & Beljavskis, 1989b, com modificações).

De imediato, nota-se uma perfeita sobreposição geométrica das atitudes de ambas as foliações, sugerindo que os granitóides tenham sido afetados pelo mesmo evento deformacional que dobrou isoclinalmente as supracrustais, o que posicionaria cronologicamente, pelo menos as fácies porfíricas, como sin- D_2 . Parte dos Granitóides Serra da Pedra Branca, entretanto, cortam a S_2 e as D_2 e possuem fácies muito pouco deformadas, induzindo à conclusão de que seu desenvolvimento continuou após cessadas as deformações associadas às D_2 .

Os granitóides estão pouco afetados pelas deformações subseqüentes, indicando, portanto, vergência das dobras D_2 para noroeste, com eixos com direção geral nordeste-sudoeste.

Já os metassedimentos exibem dobras fechadas com plano axial mergulhando paralelamente às foliações das rochas granitóides, mas com redobramentos posteriores.

Uma única medida da S_3 e quatro da S_4 (FIGURA 34c) poderiam fornecer as direções gerais destas fases, por estar o conjunto relativamente pouco redeformado, ou seja, seriam de direção nordeste-sudoeste com planos axiais aproximadamente verticais para as D_3 e direção noroeste-sudeste (com variações para oeste), com planos axiais com atitudes ao redor da vertical para as D_4 .

As lineações minerais observadas parecem constituir elementos estruturais paralelos aos eixos das D_2 (FIGURA 34d).

Os eixos construídos pela dispersão dos pólos da S_2 são, para as dobras D_3 , de $N51E/10^\circ$ e de $S55E/45^\circ$ para as D_4 (FIGURA 34b).

4.4 Domínio GSR1 - Grupo São Roque a Leste da Falha da Lavrinha

Os diagramas elaborados podem ser vistos nas FIGURAS 35a a 35f.

As poucas medidas da S_0 , quando não subparalelas a S_1 , ainda mostram boa concordância com esta foliação, mas com uma possível direção tendendo mais para norte-sul que para nordeste-sudoeste.

A integração estatística da S_1 , excluídos os pólos da S_0 , evidenciam redobrimento simétrico, concêntrico, da fase D_2 , com eixo construído $S46W/24^\circ$, com plano axial com mergulho alto, tendendo a vertical, e dispersões atribuídas à D_3 , com atitudes de $N58W/60^\circ$ e $N58E/70^\circ$.

Os eixos medidos da D_2 e as lineações "b" de intersecção mostram predominância de mergulhos para sudoeste, com alguns poucos para nordeste, possivelmente devido ao redobrimento. A dispersão observada dos pólos destas lineações devem estar relacionadas ao evento D_3 .

As dispersões da S_2 , semelhantes às da S_1 , evidenciam, estatisticamente, as flexuras causadas pelas D_3 , concordante com a única medida tomada da foliação S_3 neste domínio (FIGURA 35c). As dispersões dão eixos construídos com mergulhos variáveis para noroeste e sudeste, com direção geral do plano axial em $S50E$. Um possível eixo construído para D_3 tem atitude de $N50W/70^\circ$, semelhante aos definidos pela S_1 . A dispersão das atitudes da S_2 em guirlanda sugere, ainda, flexões que podem corresponder à D_4 , com eixo construído de $S48W/30^\circ$ (FIGURA 35f).

4.5 Domínio GSR2 - Grupo São Roque, Alóctone Sobre o Grupo Serra do Itaberaba

As representações deste domínio podem ser encontradas nas FIGURAS 36a a 36d.

As poucas medidas obtidas não permitiram uma análise estatística dos dados, mas observa-se uma dispersão da S_1 em guirlanda, dada pelas dobras D_2 , com atitudes semelhantes às anteriores (eixo construído com

atitude N26E/0°). Nota-se, também, dispersões dos pólos que podem corresponder às deformações da terceira fase, com eixos construídos de S60E/75° e S60E/47°.

As foliações S_2 têm mergulhos relativamente baixos, provavelmente devido às deformações D_4 , com eixo construído S50W/23° (FIGURA 36b).

A dispersão dos pólos das S_2 (FIGURA 36c) são também sugestivas das deformações da terceira fase.

4.6 Domínio GSR3 - Grupo São Roque, Oeste da ZCJ, Incluindo Porções Isoladas pelos Falhamentos

As medidas coletadas neste domínio foram plotadas nas FIGURAS 37a a 37d.

A dispersão dos pólos da S_1 indica uma orientação geral dos eixos das dobras D_2 para N52E/4°, semelhante à dos domínios GSR1 e GSR2, definindo, para elas, perfis um pouco mais abertos.

As dobras D_3 dispersaram as concentrações dos pólos da S_2 de modo análogo ao que pôde ser observado nos domínios anteriores, mas os eixos construídos aproximam-se mais da direção norte-sul (S20E/20°, S20E/48°, S20E/55°), talvez devido às movimentações diferenciadas das falhas.

Os planos das foliações S_2 mergulham preferencialmente para sudeste, sugerindo vergência para noroeste.

As lineações "b" definidas pela intersecção das S_1 e S_2 mostram mergulhos principalmente para nordeste, com valores relativamente mais baixos que os que mergulham para sudoeste, talvez devido às deformações tardias (FIGURA 37d).

4.7 Domínio GSIA1 - Grupo Serra do Itaberaba, Flancos e Entrado da Estrutura da Barroca Funda

Trata-se de uma das porções mais deformadas da área e, apesar das várias tentativas feitas, não foi possível a seleção de domínios estruturais efetivamente homogêneos que possuíssem dados suficientes para análise. Os resultados estão nas FIGURAS 38a a 38f.

A D_3 está representada pela dispersão dos pólos da S_2 , com uma das possíveis guirlandas correspondendo a dobras cilíndricas assimétricas, com eixo construído aproximado S38W/10°. A dispersão corresponde a dobras com perfil relativamente aberto, devido aos redobramentos da S_3 , mas em campo mostram-se bem fechadas, inclinadas e com forte clivagem de crenulação em posição plano-axial.

As dispersões dos eixos das D_2 , D_3 e das lineações correspondentes são fortes e, apesar do pequeno número de dados, são coerentes com as orientações construídas para estas deformações (FIGURA 38d).

As possíveis reconstruções dos eixos das D_4 mostram atitudes variadas, em geral com direção nordeste-sudoeste, com tendências para este-oeste, devido aos redobramentos. Dois eixos construídos têm atitudes de N56W/75° e S56E/35°, muito embora existam, também, tendências com eixos aproximadamente leste-oeste, coerentes com as foliações medidas.

Uma foliação S_5 e o eixo da dobra correspondente foram também lançados e as dispersões (ainda que menos intensas) da S_2 , segundo dobras abertas a suaves de direção noroeste-sudeste parecem ser em parte devido às D_5 (além da D_4). Possíveis eixos construídos são: N21E/10° e N21E/45° (FIGURA 38b).

Foi também plotada a foliação S_3 , notando-se a forte dispersão devida aos redobramentos (FIGURAS 38e e 38f), com eixos construídos com orientações semelhantes às definidas no diagrama de contagem

da S_2 . Os eixos das D_4 têm atitudes de $S56E/10^\circ$ e $S56E/65^\circ$ e os das D_5 , mais evidentes aqui, apesar do pequeno número de medidas, de $S24W/0^\circ$, $S24W/20^\circ$ e $S24W/68^\circ$.

4.8 Domínio GSIA2 - Grupo Serra do Itaberaba, Região Apical da Estrutura da Barroca Funda

Poucas medidas puderam ser obtidas, tendo sido efetuada uma contagem apenas para ilustrar a distribuição dos pólos da S_2 (FIGURAS 39a e 39b).

A única medida da S_3 (FIGURA 39c) obtida corta plano-axialmente a estrutura sugerindo que ela pode ter sido gerada durante o terceiro evento deformacional, ou seja, trata-se-ia de uma dobra D_3 , gerando padrões de interferência com as D_2 aproximadamente do Tipo 3 de Ramsay (1967).

Nesta porção, os pólos da S_2 mostram leves dispersões que seriam coerentes com a superposição da D_3 , com eixo construído $S45^\circ W/30^\circ$. A D_4 , tem eixo construído $S42^\circ E/20^\circ$, com possíveis tendências para este-oeste ($S82E/5^\circ$), devido às deformações posteriores, e é ainda possível que as dispersões que dão eixos ao redor de $N45E/10^\circ$ correspondam à quinta fase deformacional.

Por constituir uma dobra macroscópica bastante apertada, e com vergência para noroeste, as foliações S_3 e S_2 tendem a ser paralelas nos flancos, mas quase ortogonais no local, como sugere a análise dos dados obtidos.

4.9 Domínio GSIB - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas do Ribeirão da Pedra Branca

No mapa geológico-estrutural (ANEXO I) podem ser observadas dobras D_2 , redobradas pelas D_3 , com menor comprimento de onda, constituindo padrões mistos de interferência, tendendo aos tipos cogumelo ou domos e bacias, em função das D_4 . Os dados podem ser vistos nas FIGURAS 40a a 40f.

A análise da dispersão dos pólos da S_2 indica terem sido dobrados pelas D_3 , com possíveis eixos construídos ao redor de $S56W/0^\circ$ e $S56W/25^\circ$. O redobramento causado pela D_4 , com eixos de $N59W/52^\circ$ e $S59E/35^\circ$ redistribuiu os pólos da S_2 em padrão domo e bacia, coerente com a S_4 medida. As poucas medidas de S_1 obtidas em regiões apicais das D_2 têm atitudes dos planos tendendo a este-oeste e mergulhos variáveis, de baixos a altos.

A tendência de abertura das D_2 , devido ao redobramento D_3 , e a dispersão das crenulações relativas à última são também indicativas de um dobramento suave dado pelas D_5 , que poderia ser representado por um eixo construído de $N27E/05^\circ$.

Os pólos da S_3 (FIGURA 40e) mostram-se também dispersados pelos redobramentos subseqüentes, da quinta fase, mais evidente, com eixo construído de $N56W/05^\circ$ e, possivelmente, da quarta fase com o eixo a $N44W/42^\circ$.

Nota-se, também, uma tendência (tal qual no domínio GSIA1) dada por possíveis dobramentos com eixo $S84W/34^\circ$, que não pode ser caracterizada em campo ou regionalmente, mas que eventualmente poderiam relacionar-se com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

4.10 Domínio GSIC - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas do Ribeirão Itaberaba

Trata-se de uma complexa estrutura de interferência de dobramentos que não foi estudada com maior

detalhe, por fugir dos objetivos do trabalho. As ilustrações estão nas FIGURAS 41a a 41f.

As dispersões dos pólos da S_2 mostram concentrações de planos com mergulho baixo, com variações para ângulos mais altos. O conjunto configura a guirlanda das D_3 de dobramento tendendo a assimétrico, com eixos construídos de $S65W/25^\circ$ e, possivelmente, $N65E/15^\circ$. As medidas das lineações de intersecção da S_3 nos planos da S_2 mostram atitudes gerais semelhantes, mas com fortes dispersões.

As dispersões provocadas pelas D_4 correspondem a dobras cônicas suaves, com eixos construídos ao redor de $N38W/25^\circ$ e $S32E/0^\circ$, coerentes com as clivagens de crenulação medidas. As mesmas orientações são sugeridas pelos pólos das S_3 (FIGURA 41c).

A análise das dispersões da S_3 permite supor eixos construídos para os dobramentos cônicos D_4 com atitudes a $N30W/25^\circ$ e $S28E/39^\circ$ e, para as ondulações dadas pela quinta fase, a $N53E/45^\circ$ e $S43W/08^\circ$.

A macroestrutura corresponde a uma figura de redobramento do tipo laço, formada pela interferência das D_2 com as D_3 , que tende a um domo ou cogumelo, pela superposição da D_4 e pela redeformação dada pela D_5 .

4.11 Domínio GSID - Grupo Serra do Itaberaba, Estruturas da SKOL

A macroestrutura constitui uma grande sinformal D_2 , ao qual se superpõem as estruturas das D_3 , praticamente fechando uma forma em bacia recumbente a cogumelo, interrompida pelos Granitóides Serra da Pedra Branca. As ilustrações referentes a estas estruturas estão nas FIGURAS 42a a 42f.

Em provindo os dados essencialmente de um flanco da D_2 , que é bastante fechada a isoclinal no local, ocorre uma grande concentração dos pólos no quadrante sudeste, dispersada pelas D_3 de menor escala, como exemplificado com duas construções que fornecem os eixos $S58W/45^\circ$ e $N58E/20^\circ$. As dispersões indicam, ainda, variações dos eixos para oeste-noroeste e para norte devido aos dobramentos subseqüentes.

A forte dispersão provocada pelas D_4 está exemplificada por guirlandas melhor definidas, com eixos construídos de $N50W/55^\circ$ e $N50W/28^\circ$ em concordância com as demais medidas estruturais coletadas.

O fechamento da estrutura a sudoeste está representado no estereograma pelos planos com direção noroeste-sudeste e mergulhos para nordeste, mas com poucos dados disponíveis.

Neste domínio foram medidas algumas S_1 , evidenciando o paralelismo existente com a S_2 (FIGURA 42c).

A dificuldade da medida das lineações nestas situações fez com que fossem essencialmente coletadas aquelas existentes em planos da S_2 que formam ângulos maiores com a S_3 , como pode ser observado na FIGURA 42d.

Os pólos das S_3 (FIGURAS 42e e 42f) exibem distribuições coerentes com o dobramento D_4 (eixo construído $N57W/55^\circ$) e com possíveis D_5 ($S31W/38^\circ$ e $S31W/0^\circ$).

4.12 Domínio GSIE1 - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste dos Domínios GSIB e GSIC

Juntamente com o próximo domínio, constituem as partes mais externas das estruturas dos ribeirões da Pedra Branca e Itaberaba.

Os pólos da S_2 estão fortemente dispersos (FIGURAS 43a e 43b), constituindo seus arranjos eixos construídos para as D_3 de $S56W/20^\circ$, $N56E/10^\circ$ e $N90W/55^\circ$, entre outros, evidenciando uma tendência dos

planos desta fase em orientar-se na direção este-oeste, devido ao corpo granitóide, que se comportou como um bloco rígido durante o desenvolvimento destas dobras e em função dos redobramentos provocados pelas D_4 que fizeram com que supracrustais adentrassem nas rochas granitóides.

Dispersões destas tendências podem corresponder às D_4 , com eixos construídos de $N50W/35^\circ$ e $S33E/37^\circ$.

A distribuição dos pólos dos planos S_2 também sugere deformações que podem ser relacionadas às D_5 , com direção geral dos eixos nordeste-sudoeste, com tendências um pouco mais para norte que os eixos das D_3 .

Os pólos da D_3 têm, no local, mergulhos relativamente baixos e orientações bastante variáveis, que podem refletir a reorientação geral mais intensa causada pelas D_4 (FIGURA 43c). As lineações de intersecção do tipo "b" existentes entre as foliações S_2 e S_3 e o eixo da D_3 medido têm orientações gerais nordeste-sudoeste, com mergulhos para sudoeste, em concordância com os eixos construídos (FIGURA 43b).

4.13 Domínio GSIE2 - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste das Estruturas do Ribeirão Itaberaba

Constitui este um flanco da D_4 , muito provavelmente com sua orientação atual parcialmente provocada pelo comportamento rígido dos granitóides quando do desenvolvimento desta fase de dobramentos.

A dispersão dos pólos da S_2 caracteriza um possível dobramento cônico aberto da fase D_3 , com eixo mergulhando pouco para sul (FIGURAS 44a e 44b), que corresponde aproximadamente a uma dobra cilíndrica, com eixo construído de $N30^\circ/0^\circ$, podendo chegar a valores mais altos de mergulho. Analisados conjuntamente com os pólos da S_3 (FIGURA 44c), caracterizam as fortes orientações causadas pelas D_4 , com eixos construídos que podem corresponder às construções $N86E/70^\circ$ e $S86W/43^\circ$.

A quinta fase está também representada, com as dispersões da S_2 definindo um eixo construído com atitude $N30^\circ E/20^\circ$.

O e_3 e as lineações b_{23} medidas (FIGURA 44d) concordam grosseiramente com o eixo construído para as D_3 , com variações para este e oeste, como pode ser observado pelas dispersões da S_2 e as atitudes da S_3 .

4.14 Domínio GSIF - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura do Bairro Estiva

Os dados estão lançados nas FIGURAS 45a e 45b.

Muito embora constitua uma das mais belas estruturas da área, não pode ser estatisticamente analisada devido às poucas medidas estruturais obtidas, em função das condições de afloramento dos litotipos.

Constitui uma figura de interferência aproximadamente do tipo laço (ANEXO I), devida à interferência provavelmente de S_1/S_2 e S_3 , que redobrada pela D_4 adquire um padrão aproximado do Tipo 2 de Ramsay (1967). A estruturação D_4 apertada é possivelmente devida ao comportamento reológico dos Granitóides Serra da Pedra Branca durante o desenvolvimento desta fase deformacional.

4.15 Domínios GSIA1...F - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S_3

Os dados da foliação S_3 dos domínios A1 a F tiveram seus pólos lançados e estatisticamente integrados tentando-se a busca de informações mais precisas das fases subseqüentes à D_3 (FIGURAS 46a e 46b).

Sua análise evidencia padrão de dispersões devidas a dobramentos com eixos de direção nordeste-sudoeste, com mergulhos suaves para um ou outro quadrante, e forte tendência à horizontalidade e outro, com eixo noroeste-sudeste.

As dispersões mais fortes dos pólos caracterizam dobras concêntricas ou talvez até mesmo cônicas, como representado na FIGURA 46b, com eixos construídos para as dobras concêntricas a $S40E/68^{\circ}$ e $N40W/55^{\circ}$ das D_4 .

As dispersões mais suaves, concêntricas, tentativamente construídas, correspondem às deformações tardias (D_5), com eixo construído $N45E/0^{\circ}$, com possíveis variações para mergulhos mais altos.

4.16 Domínio GSIG - Grupo Serra do Itaberaba, Flanco Oeste da Estrutura Pau Pedra

A estrutura é delineada principalmente por litotipos do maior corpo de formações ferríferas da área, posicionado ao redor dos Granitóides Pau Pedra, e parcialmente ao redor dos granitóides Reago já sob influência da ZCRJ. É um antiformal maior, produzido pela segunda fase, com a S_2 geralmente paralelizada ao S_1/S_0 , mas cortando os litotipos no ápice. As formas atuais abertas não são compatíveis com a relação angular existente entre a foliação S_2 e as anteriores, que são quase sempre subparalelas, inclusive a nordeste do granitóide, indicando que a forma mais aberta é devida a redobramentos causados pela D_3 (também um antiformal), e eventualmente, ainda, pela intrusão dos granitóides.

A distribuição dos pólos das S_2 e, inclusive, das S_3 mostram uma complexa distribuição com tendência a formar uma estrutura geral tipo "dômica" (FIGURAS 47a a 47d).

A dispersão dos pólos das S_2 pelas D_3 corresponde a dobras aparentemente concêntricas, com eixos mergulhando para nordeste ou sudoeste, como exemplificado pelas construções com atitudes $S54W/24^{\circ}$ e $N57E/05^{\circ}$.

Os eixos das D_4 aparentam direção noroeste-sudeste, exemplificadas pelas construções $N63W/45^{\circ}$ e $S63E/45^{\circ}$.

As foliações medidas (FIGURA 47d) são coerentes com as interpretações acima, bem como a forte dispersão das lineações de intersecção S_2/S_3 (FIGURA 47d), evidenciando o caráter dobrado da superfície à qual se superpuseram as foliações S_3 , bem como os redobramentos posteriores.

4.17 Domínio GSIH - Grupo Serra do Itaberaba, Noroeste do Domínio GSIG

A grande quantidade de falhamentos no domínio prejudicam um pouco as interpretações. Os diagramas estão apresentados nas FIGURAS 48a a 48d.

Entretanto, comparativamente ao domínio anterior, nota-se uma maior concentração de pólos da S_2 no quadrante noroeste, possivelmente devido a uma estrutura maior da terceira fase de dobramentos. O mergulho preferencial dos planos para sudeste, aqui, e para noroeste, no domínio anterior, representam, então, uma grande sinforme D_3 , com os falhamentos desenvolvidos principalmente na região axial.

Os mergulhos dos eixos construídos das D_3 ($N50E/33^{\circ}$, $N50E/0^{\circ}$, $S50W/35^{\circ}$) não estão bem caracterizados, inclusive aparentando uma tendência predominante para eixos aproximadamente este-oeste, que pode ser devida a dobramentos causados pelos falhamentos, ou as construções podem também estar incluindo as deformações causadas pelas D_5 . A quarta fase de dobramentos pôde ser caracterizada pelos eixos construídos

S48E/60° e N48W/60°.

As atitudes da S_3 são predominantemente verticais e as dispersões, coerentes com a construção efetuada anteriormente para as D_4 .

4.18 Domínio GSIH+G - Grupo Serra do Itaberaba - Foliações S_3

Apesar de ser pequeno o número de medidas, a integração estatística dos pólos da S_3 (FIGURAS 49a e 49b) permite notar flexões com eixos noroeste-sudeste, tanto para os planos verticais como para os inclinados, devidas às deformações tardias. As construções para os eixos das D_4 são de N38W/85° e S38E/80° e para as D_5 de S65W/45° e N65E/40°.

4.19 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Quartzitos da Formação Pirucaia

As poucas medidas foram plotadas e tratadas estatisticamente para ilustração das tendências gerais (FIGURAS 50a a 50d). Entre estas notam-se as dispersões mais fracas provocadas pelas D_3 , com eixos construídos N57E/22° e S57W/45°.

A estrutura principal é um antiforme D_4 , com eixo flexionado que varia nas direções noroeste-sudeste a oeste-nordeste/este-sudeste. A dispersão dos pólos da S_2 caracteriza melhor a quarta fase de dobramentos, com um eixo construído de atitude S37E/59°.

Os pólos da S_3 estão bastante dispersos e a única medida de S_4 tomada tem direção geral do plano N70W/90°, com tendências um pouco mais para este-oeste que as dadas pelos eixos construídos, talvez devido às deformações associadas aos falhamentos. Os eixos das D_3 e as lineações têm mergulhos para os quadrantes nordeste e sudoeste, com variação para noroeste.

4.20 Domínio GSII - Grupo Serra do Itaberaba, Nordeste do Domínio GSII

A concentração dos pólos da S_2 definem para as estruturas planares tendência geral segundo a direção norte-sul (FIGURAS 51a e 51b).

Algumas das possíveis dispersões das S_2 , dadas pelas D_3 , têm eixos construídos de S82E/80° e S82E/40° e as D_4 , N43E/32°.

As S_3 têm atitudes variando de nordeste-sudoeste até noroeste-sudeste, com mergulhos para norte, (FIGURA 51c).

As lineações mostram-se amplamente distribuídas, com eixos da D_2 e das D_3 (incluindo as lineações de intersecção) predominantemente com mergulhos médios a altos para o quadrante nordeste (FIGURA 51d).

4.21 Domínio GSIK - Grupo Serra do Itaberaba, Norte do Domínio GSII

Os dados foram lançados em estereograma e contornados (FIGURAS 52a a 52d) apenas para caracterizar os dobramentos. As estruturas antigas foram parcialmente rotacionadas pelos falhamentos, fazendo com

que os eixos construídos para as D_3 se aproximassem da direção este-oeste.

Os eixos definidos foram de $N71E/45^\circ$ e $S45W/50^\circ$ para as D_3 e de $S44E/40^\circ$ para as possíveis D_4 .

As poucas medidas de outras foliações e lineações foram também plotadas nas FIGURAS 52c e 52d.

4.22 Domínio GSIL - Grupo Serra do Itaberaba, Faixa de Ocorrência da Formação Pirucaia

Os estereogramas estão apresentados nas FIGURAS 53a a 53d.

As dobras D_3 encontram-se muito bem caracterizadas neste domínio (ANEXO I), onde se podem notar os eixos orientados obliquamente às superfícies S_2/S_0 que limitam os litotipos.

O eixo das dobras D_3 construído pela guirlanda definida pela S_2 tem atitude $N53E/0^\circ$. Devido às deformações posteriores, são observadas dispersões (que possibilitam a construção de eixos tendendo a este-oeste, esquematizados com linhas pontilhadas na FIGURA 53b), assim como nos eixos medidos (FIGURA 53d). As dispersões mais suaves sugerem flexuras ocasionadas pelas D_4 com eixos construídos de $S32E/55^\circ$, $N32W/45^\circ$ e $N32W/75^\circ$, admitindo ainda construções com mergulhos mais altos ou mais baixos, dependendo da posição original da S_2 .

4.23 Domínio GSIM - Grupo Serra do Itaberaba, Sul dos Granitóides Serra da Pedra Branca

Este domínio faz parte de estudos mais detalhados efetuados na escala 1:10.000, muito embora nem toda sua área esteja incluída no mapa geológico-estrutural na escala 1:10.000 (ANEXO II).

Pode-se observar orientações gerais dos planos da S_2 na direção noroeste-sudeste, devido principalmente à interferência das dobras da quarta fase com as da segunda fase (FIGURAS 54a e 54b).

Os eixos e lineações produzidas pelas D_3 , bem como as foliações, estão relativamente dispersas, mas exibem concentrações que correspondem a planos de direção nordeste-sudoeste, com mergulhos para sudeste e lineações com mergulhos fortes para nordeste, sudoeste e sudeste (FIGURAS 54c e 54d). A atitude das foliações indica uma possível vergência para noroeste para esta fase. Os mergulhos fortes das lineações são devidos ao estilo das D_2 , apertadas a isoclinais, e orientadas na direção noroeste-sudeste, às quais superpuseram-se as D_3 .

Em parte, as S_3 estão subparalelizadas às superfícies anteriores, principalmente quando se afasta da faixa posicionada entre as rochas graníticas.

As orientações gerais parecem indicar que a estrutura é dada por grandes dobras D_2 , atenuadas pelas D_3 que, no local, parecem ter maior comprimento de onda sido afetadas pelas D_4 .

A predominância de mergulhos fortes da S_2 para nordeste confirma também o fechamento da estrutura em forma de bacia da SKOL.

Alguns dos possíveis eixos construídos das D_3 têm atitudes de $S35W/60^\circ$ e $N35E/50^\circ$. As superfícies onduladas indicam para as D_4 atitudes de $S41E/32^\circ$ e $N41W/20^\circ$.

A distribuição dos pólos das S_3 (em pequeno número) mostra-se bastante dispersa, em função das deformações causadas pelos esforços subseqüentes.

4.24 Domínio GSIN - Grupo Serra do Itaberaba, Rochas Carbonáticas a Leste do Domínio GSIM

Estes dados foram lançados apenas para ilustrar o estilo das dobras D_3 , com crenulação em posição

plano-axial verticalizada e direção aproximada de nor-noroeste/sul-sudeste (FIGURAS 55a a 55d).

O mergulho bastante variável das intersecções S_2 e S_3 e dos eixos das dobras indicam as deformações posteriores que afetaram as rochas.

4.25 Domínios GS11 - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura da Tapera Grande

Existe uma tendência geral dos pólos dos planos da S_2 em se concentrarem no quadrante sudoeste, com orientações subordinadas para norte-sul, confirmando o caráter isoclinal das D_2 (FIGURA 56a).

As dispersões relativamente suaves da S_2 são devidas às D_3 , que têm direções variadas, com mergulhos dos eixos em geral para nordeste, como o construído a $N64E/35^\circ$, admitindo ainda construções com mergulhos mais fortes ou suaves, ou até mesmo para sudoeste, e direções com tendências para este-oeste, como o eixo construído a $N89E/20^\circ$, por exemplo (FIGURA 56b).

O alargamento da faixa de distribuição dos pólos da S_2 parece ser coerentes com dobras com eixo noroeste-sudeste, relacionadas ao quarto evento deformacional, com os eixos construídos a $N34W/0^\circ$ e $N34W/24^\circ$.

As dispersões sugerem também eixos D_5 de direção nordeste, tendendo mais para norte que os eixos da D_3 .

Os poucos pólos da S_3 parecem organizar-se segundo os dobramentos das fases D_4 e D_5 (FIGURA 56f).

Duas medidas da S_1 distribuem-se no conjunto das S_2 e as atitudes da S_4 são variáveis, com planos de direção nordeste-sudoeste a noroeste-sudeste e mergulhos para sudeste ou sudoeste (FIGURA 56c).

As lineações (FIGURA 56d) encontram-se bastante dispersas, coerentemente com as deformações observadas.

A análise das S_3 (FIGURAS 56e e 56f) evidenciam as dobras D_4 , com eixos construídos $S30E/15^\circ$ e das D_5 , com eixos $S43W/50^\circ$ e $N43E/45^\circ$.

4.26 Domínio GSIM+1 - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S_3

Os padrões geométricos interpretados e os dados plotados podem ser vistos nas FIGURAS 57a e 57b.

A quarta fase está representada por eixos construídos $N53W/30^\circ$, $S53E/0^\circ$ e $S53E/60^\circ$, sendo, inclusive, outras construções possíveis com mergulhos mais fortes ou suaves. A quinta fase tem eixos $N54E/30^\circ$ e $N54E/0^\circ$.

A atitude dos planos também tendem a se distribuir em tendências que dariam eixos com direção aproximada este-oeste, talvez devido às deformações causadas pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

4.27 Domínio GSI2 - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste do Domínio GSI1

Este domínio foi delimitado na área onde a S_2 , juntamente com as foliações mais antigas, tem suas atitudes noroeste-sudeste gradativamente alteradas para norte-sul.

Duas subáreas, denominadas de GSI2' (FIGURAS 58a a 58d) e GSI2" (FIGURAS 59a e 59b), cor-

respondem, respectivamente, a dados coletados na área do mapa geológico na escala 1:2.000 (ANEXO II) e de uma antiga frente de lavra de ouro inserida na mesma área. Os dados foram tratados independentemente para evitar-se mascaramentos estatísticos.

As figuras da subárea GSI2' têm os planos da S_2 com direções predominantemente nordeste-sudoeste, com variações para este-oeste e norte-sul, e mergulhos predominantemente para sudeste.

Foi possível construir-se eixos com atitude $S57W/20^\circ$ e $N57E/40^\circ$ para as D_3 e $S60E/35^\circ$ para as D_4 . Notam-se ainda tendências dadas por planos deformados por dobras com eixos aproximadamente este-oeste e norte-sul, em parte podendo ser relacionados às deformações mais tardias que flexionaram as estruturas preexistentes.

As figuras da subárea GSI2" evidenciam planos com direção com tendência este-oeste a nordeste-sudoeste e mergulhos para norte e para noroeste, por situar-se a lavra amostrada nas proximidades da zona de inflexão das camadas (Q12).

Neste conjunto a flexão dada pelas D_4 é evidenciada pelo eixo construído $S32E/42^\circ$, semelhante ao definido na subárea anterior.

No domínio GSI2 (FIGURAS 60a a 60d) há uma grande concentração de pólos da S_2 que correspondem a planos de direção geral norte-sul. As dispersões dos pólos em guirlandas são de interpretação difícil. Os eixos construídos $N42E/45^\circ$ e $N42E/23^\circ$ podem corresponder às D_3 e/ou às D_5 e os eixos $S69E/37^\circ$ e $S31E/30^\circ$ às D_3 ou D_4 , como pode ser visto ao comparar-se com as foliações S_3 na FIGURA 61a, onde foram incluídos os dados da subárea 2'.

A análise dos contornos da S_3 (FIGURA 61b) permite a construção de eixos das D_4 com atitude $S47E/45^\circ$ e, para as D_5 , de $N61E/0^\circ$ e $N61E/62^\circ$, muito embora a dispersão dos pólos seja bastante grande. Há também uma possível tendência estrutural com eixo de direção aproximadamente este-oeste, que pode corresponder às deformações das estruturas D_4 pela D_5 .

As lineações de intersecção S_2/S_3 e os e_3 medidos (FIGURA 60d) tendem a mergulhar para os quadrantes sudeste e nordeste, evidenciando o dobramento D_4 , que reorientou as S_2 e S_3 na direção geral noroeste-sudeste.

4.28 Domínio GSI3 - Grupo* Serra do Itaberaba, Entre os Granitóides Pau Pedra e a Estrutura do Morro do Nhanguçu

Os dados deste domínio podem ser vistos nas FIGURAS 62a a 62f.

Há uma forte concentração dos pólos da S_2 no quadrante noroeste, que, comparada com a orientação das camadas no mapa geológico-estrutural (ANEXO II), evidenciam as orientações subparalelas existentes entre S_1/S_0 , e a S_2 , que, em média, têm orientações em quase 10° mais para nordeste-sudoeste que as anteriores.

Dispersão menor, com eixo construído de $N22E/0^\circ$, pode corresponder às D_3 (e/ou à D_5). A fraca dispersão segundo o eixo $S68E/50^\circ$ poderia corresponder às D_4 , assim como o eixo $S20E/25^\circ$.

A distribuição dos pólos das S_3 (FIGURAS 62e e 62f) permitiu caracterizar o dobramento da quarta fase como cilíndrico a concêntrico, com eixo construído fortemente inclinado, com atitude de $S65E/50^\circ$, uma vez que a S_3 apresenta-se com altos mergulhos. A concentração dos pólos da S_3 no quadrante noroeste sugere verificação das deformações desta fase para noroeste.

As D_5 poderiam estar representadas, neste mesmo estereograma, pelo eixo construído $N40E/0^\circ$.

4.29 Domínio GSI4 - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste da Estrutura do Morro do Nhanguçu

A dispersão dos pólos da S_2 (FIGURAS 63a e 63b), bem como as atitudes das S_3 (FIGURA 63c), caracterizam perfeitamente as dobras D_3 , com eixo construído de $N53E/0^\circ$. Em parte esta estruturação deve ter sido causada pela D_5 , que poderia, inclusive, estar representada pelas dobras mais suaves com tendências dos eixos mais para norte.

A dispersão dos pólos das S_2 pelas D_4 obedece uma guirlanda com alguns dos eixos possíveis construídos de atitudes $N38W/68^\circ$, $N38W/37^\circ$ e $S38E/65^\circ$.

Suaves tendências de possíveis deformações com eixo este-oeste são também observáveis.

As foliações restantes e as lineações medidas estão nas FIGURAS 63c e 63d, onde se pode notar as atitudes das S_1 semelhantes às das S_2 e as lineações de intersecção S_2/S_3 orientadas predominantemente nos sentidos nordeste a norte.

Os diagramas da S_3 (FIGURAS 63e e 63f) evidenciam planos com mergulhos altos no domínio e permitem a construção de eixos das D_4 com atitudes de $S43E/80^\circ$ e $N43W/85^\circ$ e um possível eixo dado pelas flexões D_5 , com atitude $N68E/10^\circ$.

4.30 Domínio GSI5 - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura Morro do Nhanguçu

Apesar do número escasso de dados (FIGURAS 64a a 64d), pôde-se observar o início da mudança das atitudes das camadas mergulhando para dentro da estrutura que, juntamente com as atitudes verificadas nas partes sul e norte, caracterizam-na grosseiramente como uma bacia segundo os padrões de Ramsay (1967). Para as D_3 o eixo construído é de $S83E/46^\circ$ e para as D_4 , de $S30E/30^\circ$.

Pode-se observar, também, a forte dispersão das S_3 e a atitude da S_4 medida. O eixo medido em campo como S_4 , por deformar a S_3 , deve corresponder, em realidade, a um eixo da quinta fase.

4.31 Domínio GSI6 - Grupo Serra do Itaberaba, Formação Nhanguçu, a Oeste do Domínio GSIN

Foram coletados poucos dados neste domínio (FIGURAS 65a a 65c).

Nota-se apenas uma pequena dispersão das S_2 provocada pela D_3 , com atitudes dos eixos construídos de $N40E/0^\circ$ e $N40E/40^\circ$. Estes eixos são coerentes com as atitudes das S_3 medidas. As D_4 poderiam estar representadas por dobras com eixo construído de $N67W/45^\circ$.

Em mapa (ANEXO II) observa-se um estrangulamento das camadas de xistos com andaluzita, que tendem a se verticalizar ou mergulham para fora, e depois, mais a nordeste, voltam a mergulhar para dentro da estrutura. Trata-se, aparentemente, de uma aproximação do padrão tipo 2 de Ramsay (1967), ou seja, um domo mal-desenvolvido entre duas bacias, devido ao mergulho alto e relativamente uniforme das foliações preexistentes.

4.32 Domínio GSI7 - Grupo Serra do Itaberaba, Estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves

A Estrutura do Ribeirão Tomé Gonçalves foi caracterizada por um dobramento isoclinal da segunda fase, com orientação geral do eixo oeste-noroeste/este-sudeste, conforme pode ser visto nas FIGURAS 66a e 66b.

As dispersões suaves poderiam corresponder, segundo as construções efetuadas, a dobras da terceira

fase com eixos N39E/50° e N39E/65° e da quarta fase, com eixo N61W/25°, coerentes em grande parte com dados de S₃ e das lineações de ambas as fases (FIGURAS 66c 66d e 66e).

O conjunto dos domínios GSI3, GSI4 e GSI definem a estrutura maior do Morro do Nhanguçu como uma grande bacia, exceto pelo fato das foliações S₂ do domínio GSI7 mergulharem predominantemente para nordeste, devido às orientações das estruturas mais antigas.

4.33 Domínio GSI8 - Grupo Serra do Itaberaba, Sudeste do Domínio GSI7

Os poucos dados disponíveis (FIGURAS 67a a 67c) não permitem interpretações precisas. A estrutura do domínio, entretanto, parece organizar-se grosseiramente segundo um domo posicionado entre as bacias dos domínios GSI5 e GSI6.

Os eixos construídos têm atitudes N88E/43° e S63W/20° para as D₃ e de N35W/42° para as D₄.

As foliações medidas em campo como S₄ devem, de fato, corresponder às S₅.

4.34 Domínio GSI2...8 - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S₃

As foliações S₃ dos domínios GSI2 a GSI8 foram plotadas e tratadas conjuntamente, com os resultados apresentados nas FIGURAS 68a e 68b.

A quarta fase de dobramentos está representada por eixos construídos variando entre nor-noroeste e este-oeste, com predominância ao redor de N38W/60°, N38W/88° e S64E/62°, devido às deformações mais tardias. As tendências dadas pelas deformações das foliações S₂ e S₃ com eixos aproximadamente este-oeste verificadas em diversos diagramas anteriormente referidos, parecem corresponder a reorientações produzidas pelas D₄.

As flexuras referentes à quinta fase podem ser observadas também nestes diagramas, com eixo construído com atitude de N69E/38°.

4.35 Domínio GSI - Grupo Serra do Itaberaba - Foliação S₄

Todas foliações S₄ medidas no Grupo Serra do Itaberaba foram representadas e tratadas conjuntamente nas FIGURAS 69a e 69b.

Pode-se observar distribuições bastante dispersas, em parte devidas, mais provavelmente, ao comportamento rígido das rochas granitóides, às estruturas anteriores e a movimentações e deformações causadas pelos falhamentos.

Muitos dos planos têm atitudes tendendo a noroeste-sudeste, com mergulhos para o quadrante nordeste, mas diversos planos têm direções praticamente ortogonais, com mergulhos para norte ou sul.

As dispersões possibilitam a visualização das deformações produzidas pelas D₅, com eixos construídos N57E/85°, N57E/0°, S57W/45° e S57W/82°, por exemplo.

5. SÍNTESE

A análise estatística dos dados estruturais indicou que o Grupo Serra do Itaberaba foi afetado por

cinco eventos deformacionais, produzidos por processos regionais, aos quais se associaram transformações metamórficas de intensidades variáveis.

As atitudes da S_2 são devidas a dobras D_2 com eixos de direção predominantemente nordeste-sudoeste, com possível vergência para noroeste, como indicado pela análise das S_2 no domínio das rochas granitóides da Serra da Pedra Branca.

Dobras D_3 , com eixos com atitudes semelhantes, dobraram estas foliações, mas com estilo mais aberto e planos axiais mais empinados, mantiveram ainda uma possível vergência para noroeste.

Seguiu-se um quarto evento deformacional, com dobras de eixos orientados predominantemente noroeste-sudeste, que gerou as mais espetaculares figuras de interferência na região. Não se descarta a possibilidade desta fase estar associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento, empurrando as rochas supracrustais contra as massas granitóides mais rígidas nelas inseridas.

Finalmente um outro evento, com dobras mais abertas e eixos com atitudes nordeste-sudoeste, mas com tendências mais nor-nordeste que as D_3 , deformou o conjunto dos litotipos.

O Grupo São Roque foi afetado, de modo menos intenso, por deformações que correspondem às D_2 , D_3 e D_4 do Grupo Serra do Itaberaba, não estando registrado em seus litotipos o evento deformacional que gerou a S_1 nos do segundo grupo.

As rochas graníticas *sensu lato* da Suíte Porfírica estão parcialmente foliadas concordantemente à S_2 dos enclaves de rochas supracrustais, indicando sua colocação sin-tectonicamente à segunda fase deformacional. Por outro lado, os granitóides cortam também as estruturas D_2 , evidenciando que a atividade de intrusão continuou após estas deformações.

As deformações que se superpõem às anteriormente descritas estão vinculadas ao desenvolvimento e reativações das zonas de transcorrência, de direção geral nordeste-sudoeste, em períodos do Pré-Cambriano ao Cenozóico.

CAPÍTULO VI

PETROGRAFIA

As descrições petrográficas serão efetuadas segundo a ordenação litoestratigráfica descrita no CAPÍTULO IV, iniciando-se pelas unidades mais antigas, com exceção do Complexo Igaratá, cujas litologias não foram estudadas mais detalhadamente neste trabalho.

Os resultados da análise petrográfica estão apresentados nas TABELAS 6 a 17 (ANEXO VII).

1 GRUPO SERRA DO ITABERABA

1.1 Formação Morro da Pedra Preta

1.1.1 Metapelitos

Este conjunto será discutido, grosso modo, segundo o incremento do grau metamórfico e/ou em função da composição mineralógica.

De modo geral são rochas com estruturas laminadas ou bandadas, comumente definidas pela alternância de leitos mais micáceos, quartzosos ou ricos em minerais opacos, especialmente a grafita. Mais raramente podem ser rochas homogêneas. As texturas são grano-lepidoblásticas, lepidoblásticas ou porfiroblásticas.

A presença de porfiroblastos de muscovita, biotita, granada, andaluzita, cianita, sillimanita, cordierita e turmalina é bastante comum, muito freqüentemente estando concentrados em bandas preferenciais, em associações diversas.

As rochas estão intensamente foliadas, mas muitas vezes preservam dobras intrafoliais desenhadas por um bandamento composicional e/ou uma xistosidade anterior. Excepcionalmente reconheceu-se ainda o acamamento sedimentar. Por vezes ocorrem arcos poligonais de muscovita e/ou biotita. Dobras posteriores, gerando crenulações por vezes conspícuas que transpõem as foliações mais antigas, são muito freqüentes e em alguns casos chegam a destruí-las quase que totalmente.

Os relacionamentos existentes entre os diversos minerais metamórficos e as foliações do conjunto dos metapelitos podem ser observados na FIGURA 70. Nesta e em algumas figuras representativas dos demais litotipos que serão descritos nos próximos subitens, os minerais com cristalizações relacionadas às foliações S₁, S₂, S₃ e S₄ foram respectivamente numerados como 1, 2, 3 e 4. Em alguns litotipos foram verificadas relações de blastese dos minerais com o desenvolvimento da foliação metamórfica diferentes do conjunto geral. Nestes casos, os grupos de minerais texturalmente relacionados foram identificados com letras minúsculas. Estas associações são devidas às transformações metamórficas ocorridas em litotipos semelhantes, mas colocados, durante um determinado evento deformacional e metamórfico, em regiões com gradientes diferentes de pressão e/ou temperatura e, especialmente, devido às assincronias locais da deformação e das condições P x T. Os demais minerais associados, como as micas, por exemplo, comuns à maioria das assembléias minerais e cujas texturas não se distinguem dos demais conjuntos, não foram, entretanto, discriminados.

FÁSES METAMÓRFICAS	ANF	ANF	XV (ANF)	XV
ANDALUZITA 1a				
ANDALUZITA 1d				
ANDALUZITA 2				
CIANITA 1a				
CIANITA 1d				
SILLIMANITA 1a				
SILLIMANITA 1d				
SILLIMANITA 2				
FIBROLITA 1				
FIBROLITA 2a				
FIBROLITA 2b				
FIBROLITA 2c				
FIBROLITA 3a				
FIBROLITA 3b				
AL ₂ O ₃ (PSEUDOMORFOS)				
PIROFILITA (?)				
BIOTITA 1				
BIOTITA 2a				
BIOTITA 2c				
BIOTITA 3				
BIOTITA 4				
STILPNOSELANO (?)				
MUSCOVITA 1				
MUSCOVITA 2a				
MUSCOVITA 2b				
MUSCOVITA 3				
MUSCOVITA 4				
SERICITA				
CORINTA 2				
CORINTA 3				
CORINTA 4				
CORDIERITA 1a				
CORDIERITA 1b				
CORDIERITA 1c				
CORDIERITA 1d				
CORDIERITA 2				
CORDIERITA 3a				
ESTAUROLITA 1a				
ESTAUROLITA 1c				
ESTAUROLITA 2a				
ESTAUROLITA 2b				
ESTAUROLITA 2c				
ESTAUROLITA 3a				
ESTAUROLITA 3b				
GRANADA 1a				
GRANADA 1b				
GRANADA 1c				
GRANADA 2a				
GRANADA 2b				
GRANADA 2c				
GRANADA 3a				
GRANADA 3b				
ORTOCLÁSIO (?)				
PLAGIOCLÁSIO				
QUARTZO				
TURMALINA 1				
TURMALINA 2				
TURMALINA 3				
OPACOS				
GRAFITA				
HEMATITA				
SULFETOS				
APATITA				
EPIDOTO				
ZIRCON				
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 70 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Os metapelitos foram agrupados em vários subconjuntos, quais sejam:

a) Rochas constituídas essencialmente por muscovita/sericita e quartzo

Nestas rochas, os minerais essenciais podem ocorrer em diferentes proporções relativas, tendo como constituintes subordinados minerais minerais opacos e turmalina. Grafita é o opaco mais comum, podendo ainda ocorrer sulfetos limonitizados e óxidos de ferro. A turmalina, com composição schorlítica ou dravítica, quase sempre está presente como mineral acessório ou acidental. Em alguns casos pode ser abundante.

Caracteristicamente reconheceu-se uma intensa recristalização e redução da granulação da muscovita da primeira foliação, devido ao desenvolvimento da S_2 .

O quartzo mostra-se sempre bastante deformado, estirado, com extinção ondulante, por vezes recristalizado em grãos menores. Muito freqüentemente os grãos fazem contato retilíneo e paralelo com a foliação principal, devido ao fraturamento ou dissolução, o que provoca comumente o desenvolvimento de um bandamento diferenciado. O mesmo pode ocorrer em casos onde a crenulação é bastante intensa. Grãos intensamente fraturados são também comuns.

A redução da granulação dos minerais preexistentes com o desenvolvimento da S_2 e a formação do bandamento diferenciado são comuns às rochas dos demais conjuntos que serão descritas adiante.

A foliação S_2 em alguns casos adquire aspecto milonítico, especialmente quando no flanco inverso das dobras D_2 . Nas proximidades das zonas de cisalhamento, uma foliação milonítica pode estar sobreposta à S_2 .

Leitos quartzosos apresentam-se comumente boudinados, chegando a constituir lentes, devido ao desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 . Os redobramentos e as transposições associadas às D_2 e D_3 , com fortes recristalizações, às vezes obliteram estas estruturas.

Porfiroblastos de cianita e andaluzita quase que totalmente alterados para "micas brancas" ocorrem esporadicamente e contêm, por vezes, "manchas" alongadas de sillimanita não alterada.

Em alguns litotipos tem-se também pequenos agregados de sericita originados da transformação metamórfica e do intemperismo de prováveis aluminossilicatos ou de feldspatos, como na lâmina MB-59B, por exemplo.

A amostra BF-2995 é de um muscovita xisto associado às formações ferríferas. A muscovita tem freqüentemente cor verde clara, indicando teores mais elevados de ferro na sua composição. Alguns leitos são muito ricos em minerais opacos, especialmente hematita, originados, possivelmente, pela precipitação de exalitos ricos em ferro. A ferro-muscovita, em direção a estes leitos, é substituída pela biotita.

b) Rochas grafitosas

As rochas deste conjunto estão, essencialmente, associadas às formações ferríferas, constituindo camadas de metapelitos grafitosos, quartzosos ou não, ou formam leitos intercalados nos metassedimentos com contribuição de tufos.

Têm cor cinza clara ou escura, granulação muito fina e estão intensamente crenuladas e recrenuladas. São formadas essencialmente por sericita, quartzo e minerais opacos, especialmente grafita. Raramente têm biotita associada a muscovita.

O componente micáceo pode ser apenas a sericita ou biotita e sericita, dependendo da banda analisada. As micas dispõem-se em leitos preferenciais e o quartzo forma agregados granoblásticos com finíssimas micas associadas. A grafita tem granulação finíssima, concentra-se em leitos e pode alcançar até 25% do volume da

rocha.

Andaluzita porfiroblástica ocorre como mineral acessório, cristalizado como prismas curtos, euhédricos, deformados e recrystalizados como grãos menores. Também ocorre como cristais euhédricos pequenos, metamorficamente instáveis, geralmente total ou parcialmente envolvidos por agregados de quartzo.

Cavidades produzidas durante a confecção das secções delgadas têm formas que sugerem a existência de granadas (alteradas) suborbinadas nestes litotipos.

Sulfetos parcialmente alterados para limonita, em grãos e em veios, e turmalina verde clara ou incolor, posteriores à S_3 são também constituintes importantes.

Zircão fino é encontrado nas amostras com biotita, bem como cristais maiores de minerais opacos, anhédricos, alongados, com contatos irregulares, sugerindo serem ilmenitas.

c) Rochas com biotita, muscovita e, às vezes, granada

Constitui um conjunto de rochas mais freqüentes que as anteriores e caracterizadas pelo aparecimento da biotita em proporções variando desde uns poucos por cento até mais de 80% do volume da rocha. A granulação continua fina, mas em geral já é mais grossa que a das rochas anteriores.

A biotita é fina e está geralmente intercrescida com a muscovita, ambas cristalizadas nos planos da S_2 , juntamente com minerais opacos. Tem cores marrom ou verde claro, geralmente estando recrystalizada em grãos menores, e rica em inclusões de minerais opacos. A muscovita associada forma também pequenos porfiroblastos recrystalizados e afetados pelas dobras de segunda geração e, muitas vezes, desenvolveram-se em zonas de sombra de pressão de grãos maiores de quartzo.

O quartzo ocorre como agregados com formas ovóides, policristalinos, com contatos internos suturados ou em mosaico poligonais, orientados segundo superfícies metamórficas anteriores à S_2 . Podem estar envolvidos por grãos cada vez mais finos em direção às bordas, configurando textura *mortar*.

A turmalina constitui-se em mineral raro ou acidental comum. É comumente zonada, com bordas mais schorlíticas e pode ter sido afetada pela crenulação, mas sempre apresenta-se com cristalização acretiva posterior a esta deformação. Algumas turmalinas incluem quartzo e micas isorientadas e com bordas flexionadas como sigmóides, indicando origem dos núcleos ao final e após a instalação da S_1 . Outras têm núcleos capeados por inclusões de quartzo e minerais opacos, indicando textura detrítica original, com blastese posterior que as tornou euhédricas (FOTO 46). Franco (1958) já havia constatado estas diversas gerações de turmalina, além das detríticas, nos metassedimentos terrígenos dos arredores de São Paulo.

Clorita foi verificada em algumas destas rochas, especialmente aquelas afetadas por milonitização. É derivada da biotita por retrometamorfismo, seja sin-cataclástico, ou seja durante o desenvolvimento das clivagens de crenulação.

Os minerais acessórios mais comuns são os minerais opacos (inclusive grafita), a turmalina e zircão, este em geral como finos cristais dispostos em leitos preferenciais ou incluso nas micas. O zircão tem, à vezes, núcleos arredondados metamitizados e bordas euhédricas mais límpidas. Plagioclásio ocorre em alguns leitos mais quartzosos, com clorita associada.

Tal qual as muscovitas do conjunto anterior, há uma intensa redução da granulação dos minerais pre-existent, devido à deformação e à recrystalização, quando do desenvolvimento da S_2 .

Em função da ação intempérica, a presença de limonitas preenchendo fraturas, impregnando a rocha,

ou concentradas em pontos é quase sempre constante nestes litotipos. Gibbsita ocorre esporadicamente, constituindo pequenos veios.

FOTO 46 - Turmalina-biotita-muscovita xisto do P-1984 (B33), com schorlitas com núcleos detriticos envolvidos por disseminações de minerais opacos ou definidos por zonas de cores diferentes e formas euhédricas de cristalização pós- S_2 (definida pelas micas e quartzo). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 1 mm.

Associados aos metassedimentos com biotita e muscovita ocorrem xistos com granadas. A granada, de granulação sempre mais grossa que os demais minerais (1 - 2 mm de diâmetro, mas podendo alcançar mais de 15 mm), tende a concentrar-se em bandas e lâminas mais biotíticas, como minerais isolados ou agregados, evidenciando o controle da composição química mais adequada para sua cristalização em determinados leitos. As inclusões orientadas principalmente de quartzo, micas, minerais opacos e turmalina foram utilizadas para análise do período de crescimento da granada em relação às foliações verificadas, como proposto por Powell & Treagus (1970), Spry (1975) e Harvey & Ferguson (1973, 1975).

As relações observadas entre as foliações internas (S_1) conservadas nas granadas e as externas (S_2) variam de região para região, indicando assincronias locais no desenvolvimento do metamorfismo e das foliações metamórficas (FIGURA 70).

Em algumas das amostras observou-se o início da cristalização da granada na fase final de geração da S_1 , mas com principal fase de desenvolvimento após o cessar das deformações, juntamente com porfiroblastos de biotita e/ou muscovita. Estas relações estão bem preservadas em fragmentos do xisto poupados pela S_2 (FOTOS 40 e 41).

As granadas geralmente incluem quartzo e micas arranjadas linearmente, tendem a adquirir formas euhédricas e, freqüentemente, as partes mais externas do cristal praticamente não têm inclusões minerais. O desenvolvimento da S_2 se deu essencialmente após cessada a cristalização da granada (FOTO 47), às vezes continuado após o início da S_2 (bordas com S_1 flexionadas em forma de S). Também houve cristalização de porfiroblastos de granada posteriormente ao desenvolvimento da S_2 , como exibido na FOTO 48.

Os porfiroblastos estão comumente girados pela S_2 (FOTO 48) e pela S_3 , ou até mesmo estirados, com desenvolvimento de sombras de pressão. Durante as fases deformacionais mais tardias não são incomuns

transformações parciais da granada para clorita e biotita.

Os característicos ópticos das granadas, como a cor e a ordem de grandeza dos índices de refração são semelhantes aos da almandina.

FOTO 47 - Granada-biotita-muscovita xisto com estaurolita, do testemunho de sondagem SRT-11 (P11), com porfiroblastos de granada com S_1 retilínea, correspondendo a S_1 , e desenvolvimento pós- S_2 . Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

FOTO 48 - Estaurolita-biotita-granada-muscovita-quartzo xisto coletado do mesmo testemunho de sondagem SRT-11 (P11), onde o porfiroblasto de granada rotacionado pela S_2 , que contém a S_1 retilínea em partes mais internas, tem as bordas mais limpidas e um sobrecrecimento posterior ao desenvolvimento da S_2 , com biotita associada. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

A biotita, nos xistos com granada, tem cor acastanhada quando orientada na S_1 , esverdeada e/ou acastanhada quando na S_2 e verde clara quando recristalizada nos planos de crenulação, juntamente com muscovita/sericita.

Magnetita e grafita foram observadas em algumas destas amostras, ocorrendo de forma disseminada, bem como possíveis piritas.

Clorita pode ser um constituinte menor ou acessório nestas rochas, onde forma porfiroblastos pós- S_2 , às vezes ocorrendo como agregados envolvendo as granadas nas suas bordas ou nas fraturas, o que indica origem pelo retrometamorfismo destas. Também pode ter sido gerada a partir da biotita.

A análise dos minerais residuais destes litotipos indicaram a presença esporádica de estaurolita e fibrolita, não caracterizadas nas secções delgadas, nas amostras SI-997 (S11), SI-1002 (G11), PAT-1015 (G9) e F-1049-R (Q12), listadas na TABELA 4. A presença destes minerais indica a existência de leitos intercalados nos litotipos com composições químicas adequadas para suas cristalizações, ou seja, apesar da mineralogia geral, compatível com a fácies dos xistos verdes, estas rochas foram submetidas a grau metamórfico mais alto, cujas paragêneses indicativas ocorreram somente em alguns leitos ou, alternativamente, os minerais preservaram-se apenas localmente dos processos retrometamórficos.

Devido à alteração intempérica, muito freqüentemente observaram-se bordas de limonitas nas granadas. Quando o intemperismo é intenso há a total transformação da granada, restando apenas hidróxidos de ferro com inclusões de quartzo e mica em textura *boxwork*. Na amostra F-1105-R observou-se também a presença de raros grãos de epidoto associado às granadas alteradas.

d) Rochas com estaurolita, granada, biotita e muscovita

A granulação destas rochas é mais grossa, comumente com as micas com mais de 1,0 mm, assim como dos porfiroblastos (de muscovita, biotita e granada), relativamente às rochas anteriores.

A estaurolita, muito embora tenha, comparativamente à granada, em geral, granulação mais fina, pode formar cristais euhédricos geminados com até mais de 3 cm de comprimento. Os cristais finos são quase sempre anhédricos a subhédricos. Tal qual as granadas, são cristais poiquiloblásticos, com inclusões orientadas de quartzo, muscovita, biotita e de minerais opacos e muito comumente englobam granadas subhédricas ou não, freqüentemente com S_1 preservadas (FOTO 49).

Nas rochas deste conjunto, as estaurolitas encontram-se quase sempre com texturas que indicam estabilidade metamórfica durante o desenvolvimento da S_2 , mas podem estar transformadas retrometamórficamente para biotita, clorita e sericita, ou limonitizadas pelos processos intempéricos.

Em relação ao desenvolvimento das foliações metamórficas as estaurolitas cristalizaram principalmente no final da S_1 e da S_2 , mas subordinadamente foram verificadas texturas indicativas de cristalização pós- S_1 e pós- S_2 , bem como nas fases iniciais da S_2 e da S_3 . Apenas na região do P-1565 (E22), próxima ao Granitóide Serra da Pedra Branca, foram verificadas cristalizações acretivas sin- a pós- S_3 , provavelmente vinculadas à ação térmica da intrusão granitóide.

Raramente ocorrem nestes litotipos minerais opacos não identificados, sulfetos dispostos na S_2 ou preenchendo fraturas, grafita disseminada nas muscovitas, zircões finos inclusos na biotita ou não, apatita e turmalinas.

FOTO 49 - Estauroлита-biotita-granada-muscovita xisto com porfiroblasto de estauroлита com inclusões orientadas de quartzo (mais evidentes na parte inferior da foto) e cristalização acretiva posterior à S_2 , incluindo micas nela orientadas (porção sem inclusões de quartzo). Amostra proveniente do testemunho de sondagem SRT-11 (P11). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Em alguns dos litotipos deste conjunto, ou associados a eles, foram identificados também os três polimorfos de Al_2SiO_5 .

e) Rochas com andaluzita e/ou cianita

Associados às rochas do conjunto anterior ou às dos conjuntos seguintes, foram identificados metapelitos com andaluzita e/ou cianita.

Andaluzita foi reconhecida em poucas amostras. Frequentemente foi total ou parcialmente transformada retrometamorficamente para agregado de finos cristais de sericita (e/ou pirofilita?) com quartzo, muitas vezes identificada apenas pelas formas externas do cristal ou pela distribuição característica das inclusões de minerais opacos.

A cianita, ainda mais rara, foi também alterada retrometamorficamente, mas, assim como a andaluzita, é encontrada como relíquias dentro de outros minerais metamórficos, especialmente da cordierita (FOTO 50), que será descrita no último conjunto. As rochas que têm cianita caracteristicamente não têm estauroлита ou, quando existe, está sob a forma de relíquias metamorficamente instáveis. A cianita e a andaluzita constituem porfiroblastos e frequentemente têm também associadas fibrolita ou sillimanita granular deles derivadas.

A análise dos minerais residuais indicou a presença freqüente de sillimanita fibrolitizada com as clivagens preservadas da cianita, definidas principalmente pela presença de minerais opacos, como nas amostras V-941 (L10), SBV-1166 (situada pouco a norte da área estudada) e TG-1196 (S7) da TABELA 4.

Andaluzita e cianita porfiroblásticas foram identificadas na amostra SRT-09 (27,60m), do testemunho de sondagem rotativa SRT-09 (Q11), que contém, ainda, estauroлита porfiroblástica instável e

plagioclásio abundante, em agregados granoblásticos finos, nos quais se encontram os porfiroblastos. Os três minerais porfiroblásticos cristalizaram-se previamente ao desenvolvimento de S_2 , mas a andaluzita continuou se desenvolvendo após o término da deformação, como indicado pelas inclusões retilíneas existentes nas bordas dos cristais (inclusive de clorita e estauroлита) flexionadas pela S_2 e até paralizadas a ela. Há também cristais euhédricos de andaluzita, geralmente nas bordas dos anteriores que cortam a S_2 . Clorita formada por retrometamorfismo é comum. Zircão é bastante freqüente, principalmente como inclusões na biotita, e rutilo ocorre esporadicamente.

Outras rochas, como a F-1052-R (Q12), têm cianita parcialmente transformada para agregado fino de sericita (pirofilita?) associada à granada.

Sillimanita foi também verificada em algumas amostras, como a F-1109-R (P-10), com cianita e andaluzita, ambas instáveis e parcialmente transformadas para fibrolita, envolvidas por cordierita, indicando um aumento gradativo da temperatura durante o metamorfismo. As texturas sugerem a cristalização inicial aproximadamente concomitante da andaluzita e da cianita.

FOTO 50 - Cianita instável, envolvida por cordierita, em sillimanita-andaluzita-cianita-granada-cordierita xisto do P-3021 (P10), amostra F-1109-R. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

f) Rochas com sillimanita e/ou fibrolita

Constituem o conjunto mais abundante de litotipos. Têm em sua constituição, além dos filossilicatos e quartzo, apenas sillimanita (e/ou fibrolita), com ou sem granada e, mais raramente, estauroлита instável.

Estas rochas têm, em geral, granulação fina, devido essencialmente à intensa redução na granulação dos minerais preexistentes com o desenvolvimento da S_2 , S_3 ou de foliações miloníticas, ainda que mais grossa que as anteriores (3 mm em moda).

Uma forma bastante freqüente de ocorrência da sillimanita é como cristais aciculares inclusos ou dispostos nas bordas de cristais de biotita (FOTO 51) e menos freqüentemente da muscovita. Também formam agregados fibrosos orientados, algo radiados, ou como um emaranhado de cristais ("ninhos de fibrolita"). Nestes, em

geral, podem-se ainda reconhecer cristais mais antigos sillimanita preservados como formas granulares (FOTO 52), ou relíquias dos outros polimorfos, geralmente de cianita (FOTO 53). Estes agregados estão comumente dobrados pelas D_2 (FOTO 42) e cortados pela S_2 .

FOTO 51 - Biotita parcialmente transformada para fibrolita, também incluída em quartzo, em sillimanita-cordierita-muscovita-biotita xisto do P-1658 (C16). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.

FOTO 52 - Agregados de fibrolita com núcleos mais antigos de sillimanita granular em sillimanita-biotita-quartzo xisto com cordierita do P-1659 (C16). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.

A microscopia dos minerais residuais (TABELA 4) revelou que grande parte dos porfiroblastos de sillimanita têm as bordas fibrolitizadas e conservam clivagens e formas da cianita, indicando inversão metamórfica da cianita para sillimanita antes da fibrolitização. Diversas amostras, analisadas através de difratometria de raios X, revelaram somente a presença de sillimanita, sem evidências do mineral precursor, ou misturas de sillimanita e mullita (TABELA 5).

Alguns cristais de cianita transformada em fibrolita têm sillimanita granular nas bordas e como relíquias mais internas, sugerindo que houve um evento metamórfico progressivo, indicado pela transformação da cianita para sillimanita, seguido de evento retrometamórfico, responsável pela transformação de restos de cianita e da sillimanita para fibrolita. A cristalização de sillimanita granular a partir da fibrolita sugere um novo evento progressivo superposto, correlacionável ao desenvolvimento da S_2 . Fibrolita foi também identificada no plano axial das D_2 , juntamente com micas do mesmo evento.

FOTO 53 - Relíquias de cianita em fibrolita de sillimanita-muscovita xisto com cordierita do P-2918 (G15). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.

Pirofilita comumente associa-se aos polimorfos de Al_2SiO_5 , indicando eventos de baixa temperatura, provavelmente retrometamórficos ou intempéricos.

Pequenos grãos de sillimanita estão, por vezes, englobados por porfiroblastos de muscovita cristalizados após o desenvolvimento da S_2 .

Em algumas amostras ocorre sillimanita fibrolitizada, formada às expensas da muscovita, com pequenos cristais de ortoclásio e microclina associados. Agregados residuais de fibrolita analisados por difratometria de raios X, como das amostras BRT-1535 (P23) e SI-1042-A (T15), indicaram a presença de ortoclásio ou microclina, relacionados como feldspato potássico na TABELA 5.

Em diversas lâminas observou-se apenas que os antigos porfiroblastos foram alterados para pirofilita + sericita + quartzo, não sendo possível a identificação do polimorfo original de Al_2SiO_5 (FIGURA 70).

g) Rochas com cordierita

Este grupo de metapelitos semelhantes aos anteriores foi caracterizado pelo aparecimento de cordierita, sendo em algumas amostras bastante abundante.

A granulação das rochas é, em geral, mais grossa, comumente com grãos modalmente maiores que 3 mm. A xistosidade destas rochas é a S_2 , que tende a ser menos proeminente, definindo superfícies mais irregulares, e freqüentemente está muito deformada e transposta pelas fases posteriores, geralmente mais intensas nestes litotipos.

A cordierita raramente apresenta geminação, podendo ser poiquiloblástica ou não, com inclusões orientadas, com formas retilíneas ou flexionadas pela S_2 . A forma é geralmente anhédrica, mas às vezes algumas faces cristalinas estão presentes. Quando possui pequenas inclusões de zircões, exibe os típicos halos pleocróicos. Está comumente associada à granada, que freqüentemente a envolve, assim como ao quartzo, biotita, estaurolita instável, sillimanita, cianita (FOTO 50) ou à andaluzita. A cristalização da cordierita está geralmente associada ao desenvolvimento final da S_1 ou é posterior a ela.

Um outro conjunto de cordieritas tem cristalização final ou posterior ao desenvolvimento da S_2 . Estas são menos poiquiloblásticas que as anteriores e têm formas tendendo a euhédricas.

Com o surgimento da cordierita, a estaurolita torna-se bastante rara, estando preservada apenas quando inclusa em outros minerais, principalmente a muscovita. Quando o polimorfo presente de Al_2SiO_5 associado é somente a sillimanita, os restos de estaurolita parecem ser mais freqüentes.

A cordierita quase sempre está mais ou menos intensamente pinitizada pelos processos retrometamórficos.

1.1.2 Metabasitos

A mineralogia destas rochas é relativamente simples e constante, mas elas apresentam variações quanto às estruturas, texturas, granulometria e intensidade de recristalização metamórfica.

As rochas são geralmente maciças ou pouco foliadas, com granulação que varia de muito grossa a muito fina, com cristais, desde mais de 6,0 mm de comprimento até menos de 0,1 mm, mas predominando tipos ao redor de 1,0 - 3,0 mm. São quase sempre rochas inequigranulares, com cristais maiores de anfibólios e, principalmente, plagioclásio e anfibólios finos dispostos entre eles. Em muitas das amostras foi possível verificar que a granulação grossa não é uma relíquia de texturas primárias e sim é devida ao metamorfismo, pois ainda restam texturas ou cristais menores de anfibólios inclusos nos cristais maiores, gerados pelo coalescimento de grãos menores. Em outras amostras a granulação mais grossa da rocha deve-se à textura original, a partir da qual iniciou-se a blastese metamórfica seletiva, aumentando ainda mais a granulação. Inversamente pôde-se observar que a granulação mais fina do plagioclásio deve-se, muito comumente, ao fraturamento e à recristalização de cristais maiores.

A textura é geralmente granoblástica ou decussada, com textura nematoblástica ou grano-nematoblástica em algumas partes dos corpos de metabasitos, ou, nas rochas mais deformadas e localmente, pode ser idioblástica, devido à maior recristalização metamórfica. Relíquias de texturas são comuns, principalmente as subofíticas, ofíticas e intergranulares e, bastante mais raras, as porfiriticas.

As estruturas primárias não são comuns, predomina a maciça, sendo mais raras a laminada, a ban-

dada ou a amigdaloidal. As estruturas tectônicas principais são as foliações que reorientaram os minerais, freqüentemente tendo desenhado dobras abertas ou intrafoliais de uma orientação planar anterior, além de crenulações posteriores.

As rochas foram denominadas petrograficamente, segundo Winkler (1977), de anfibolito quando têm hornblenda como principal mineral máfico e textura essencialmente granoblástica, blasto-intergranular ou blasto-porfirítica, de anfibólio xisto quando a textura é nematoblástica, independente do tipo do anfibólio, e de metabasito, quando apresentam inequívocas texturas ígneas preservadas, ou quando o anfibólio é da série tremolita-actinolita, com texturas ígneas preservadas ou não.

Na FIGURA 71 estão apresentados os minerais componentes destas rochas, com seus períodos de cristalização relacionados às foliações metamórficas, incluindo, para os anfibólios, diversas das transformações metamórficas verificadas. Na FIGURA 72 há uma síntese destas cristalizações e na FIGURA 73 está apresentado um diagrama de freqüência do teor de anortita dos plagioclásios.

As rochas foram subdivididas em dois conjuntos descritivos em função do anfibólio que predominantemente as compõe (a e b), fruto dos diferentes graus metamórficos que as afetaram, e pela presença relativamente abundante de biotita (c), além de outro conjunto, onde foram agrupados os litotipos subordinados (d).

FÁCIES METAMÓRFICAS	EP ANF	ANF		EP ANF	ANF		XV		XV	
ACTINOLITA 1					?					
ACTINOLITA 2										
FERRO-ACTINOLITA 2										
FERRO-ACTINOLITA 3										
HORNBLENDA 1										
HORNBLENDA 2										
HORNBLENDA 3										
HORNBLENDA 4										
HORNBLENDA 5										
HORNBLENDA 6										
HORNBLENDA 7										
CUMMINGTONITA										
TREMOLITA										
SALITA-HEDENBERGITA										
ALBITA										
OLIGOCLÁSIO										
ANDESINA										
LABRADORITA										
BYTOWNITA										
BIOTITA										
CLORITA										
SERICITA										
CALCITA										
CLINOZOISITA										
EPÍDOTO										
ZOISITA										
GRANADA										
QUARTZO										
OPACOS										
APATITA										
LEUCOXÊNIO										
TITANITA										
ILMENITA										
TURMALINA										
SULFETOS										
FOLIAÇÃO		S1			S2		S3		S4	

FIGURA 71 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações. As diferentes gerações de anfibólios e suas transformações metamórficas/retrometamórficas estão indicadas pelos números e setas.

a) Rochas com hornblenda

É o principal grupo de metabasitos, com assembléias minerais de fácies metamórfica relativamente mais elevada. São formadas essencialmente por hornblenda e plagioclásios, excepcionalmente com quartzo relativamente abundante (5 - 10% do volume). Como minerais acessórios ou acidentais, por vezes com um ou outro ocorrendo como constituinte menor, foram identificados: epidoto, clinozoisita, minerais opacos, quartzo, sulfetos (principalmente pirrotita, pirita e calcopirita), magnetita, titanomagnetita, ilmenita, leucóxênio, titanita, apatita, clorita, zircão, zoisita, piroxênio, biotita, carbonatos, turmalina, sericita, granada, scheelita, produtos dos eventos metamórficos, retrometamórficos ou relíquias de minerais primários, e limonita, goethita, gibbsita e alofana, devido ao intemperismo.

Os anfibólios estão presentes em proporção mínima de 45% do volume da rocha, mas chegam a constituir mais de 90%. Em geral perfazem 65 - 70% do volume. Estão representados majoritariamente pela hornblenda comum, tendo sido possível em algumas amostras caracterizá-los opticamente, segundo Tröger (1979), como ferro-hastingsitas (mais comuns) ou do grupo das tschermakitas. Edenita foi identificada através de raios X (TABELA 5).

FÁCIES METAMÓRFICAS	M1	M2a	M2b	M2c
ACTINOLITA	---	---	---	---
HORNBLENDA 1	---	---	---	---
HORNBLENDA 2	---	---	---	---
HORNBLENDA 3	---	---	---	---
HORNBLENDA 4	---	---	---	---
TREMOLITA	---	---	---	---
CUMMINGTONITA	---	---	---	---
GRANADA	---	---	---	---
CLINOPIROXÊNIO	---	---	---	---
ALBITA	---	---	---	---
OLIGOCLÁSIO	---	---	---	---
ANDESINA	---	---	---	---
LABRADORITA	---	---	---	---
BYTOWNITA	---	---	---	---
CLINOZOISITA	---	---	---	---
EPÍDOTO	---	---	---	---
ZOISITA	---	---	---	---
CLORITA	---	---	---	---
BIOTITA	---	---	---	---
SERICITA	---	---	---	---
CALCITA	---	---	---	---
OPACOS	---	---	---	---
ILMENITA	---	---	---	---
LEUCOXÊNIO	---	---	---	---
TITANITA	---	---	---	---
SULFETOS	---	---	---	---
APATITA	---	---	---	---
TURMALINA	---	---	---	---
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 72 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos da Formação Morro da Pedra Preta - Síntese das relações de cristalização dos minerais metamórficos com as foliações e das principais transformações metamórficas/retrometamórficas dos anfibólios.

FIGURA 73 - Distribuição do teor de anortita dos plagioclásios dos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba - Formação Morro da Pedra Preta.

Têm formas euhedrais ou subhedrais, mas comumente são anhédricos com características bordas "esfiapadas", intercrescidas com plagioclásio nos cristais maiores. Também formam pequenos prismas, euhédricos ou não, nas bordas dos cristais maiores ou dispersos nas massas félsicas. Estes cristais menores sempre podem ser texturalmente relacionados ao segundo evento deformacional ou são produto de retrometamorfismo.

Quase sempre são ou têm partes poiquiloblásticas (internas ou nas bordas) dadas por inclusões gotiformes orientadas preferencialmente segundo o eixo c, formadas por plagioclásio, quartzo, minerais opacos, leucóxênio e clinozoisita. Em geral, as bordas têm poucas ou não têm inclusões. Porções poiquiloblásticas podem ser compartilhadas por dois indivíduos, indicando o intenso sobrecrecimento posterior à primeira transformação metamórfica que, no seu final, liberou as inclusões. Foi observado um anfibólio com núcleo de hornblenda envolvido por actinolita poiquiloblástica, por sua vez envolvida por hornblenda límpida.

As hornblendas têm, freqüentemente, núcleos ou manchas menos pleocróicos, verde-claros envolvidos por anfibólio verde-escuro, com contatos irregulares, às vezes difusos (FOTO 54), semelhantes àqueles descritos por Gomes (1971) da região do Pico do Jaraguá. Também podem ser zonados, ter núcleos e manchas internas escuras capeadas por anfibólio claro, e, até mesmo, núcleos hornblendíticos envolvidos por zona actinolítica, por sua vez envolvida novamente por zona verde-escuro, com contatos irregulares, e por vezes em descontinuidade óptica.

Os cristais menores, recristalizados e orientados na S_2 ou granulares, são quase sempre de hornblenda e aqueles recristalizados na S_3 (crenulação) ou que cresceram idio- ou subidiomorficamente perpendicularmente aos cristais maiores ou nas suas bordas são preferencialmente mais claros.

Também ocorrem anfibólios claros ou escuros, geralmente euhédricos ou subhédricos nas secções baixas, como inclusões ou agregados em cristais maiores de hornblenda intercrescida com plagioclásio, orientados paralelamente ao eixo c do anfibólio hospedeiro parcialmente corroídos e digeridos.

De modo geral, os anfibólios estão deformados e fraturados, e não raramente desenhando dobras abertas, às vezes intrafoliais, com recristalização de hornblenda no plano-axial, ou formam arcos poligonais nos ápices das D_2 ou entre planos das S_2 , que está por vezes crenulada. Devido ao fraturamento, os cristais estão recristalizados em "faixas" ou manchas e comumente pôde-se observar uma sensível redução da granulometria dos anfibólios pela deformação que gerou a S_2 , acompanhada de recristalização metamórfica.

FOTO 54 - Anfibolito do P-866 (H19) com cristais grossos de anfíbólios mais claros (composição mais actinolítica), sobrecrecidos por zonas mais escuras, hornblendíticas, deformados nas bordas, e com finas inclusões de minerais opacos e de quartzo. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Restos de piroxênio ígneo foram observados apenas em uma amostra. Em raras das lâminas, alguns anfíbólios apresentam delgadas bordas incolores de tremolita, ou cristais finos de tremolita-actinolita em leitos mais deformados e, em outras, foram notadas transformações retrometamórficas das hornblendas, tanto para actinolita, como para biotita e clorita, este último mineral podendo estar em relação paragenética com tremolita.

O pleocroísmo das hornblendas verde-escuras é x = verde amarelado, y = verde-oliva e z = verde-escuro. Mais raramente pode ser x = marrom esverdeado, y = amarelo, z = verde-escuro, especialmente em anfíbólios contidos nos núcleos dos primeiros descritos. Os índices de refração dos anfíbólios fortemente pleocróicos e coloridos são sempre maior que os índices equivalentes das variedades menos pleocróicas e verde-claras.

As texturas zonadas dos anfíbólios refletem transformações minerais de um evento metamórfico inicial, na fácies dos xistos verdes, preservado nos núcleos actinolíticos das hornblendas, cuja continuidade alcançou a fácies anfibolito, destruindo quase que totalmente reliquias das texturas metamórficas iniciais. Seguiu-se um segundo evento metamórfico, quando desenvolveu-se a segunda foliação, em condições variando da fácies dos xistos verdes a anfibolito, que retrometamorfisou as hornblendas preexistentes para actinolitas e posteriormente recrystalizou-as parcialmente para hornblenda (FIGURAS 71 e 72).

Um terceiro evento de menor intensidade foi o responsável por paragêneses de desequilíbrio e pela destruição dos minerais de mais alto grau, gerando típicos epidoto anfibolitos ou epidoto-quartzo-carbonato-clorita-albita ($\pm$ oligoclásio) metabasitos.

O plagioclásio ocorre geralmente como grãos menores, metamórficamente reequilibrados, chegando até a formar textura em mosaico poligonal ou de reequilíbrio. Ocupam os espaços entre os cristais de anfibólio ou constituem, nestes, inclusões ripiformes dispersas ou "gotiformes" (orientadas segundo o eixo c do hospedeiro). Têm geralmente extinção ondulante e as ripas podem estar parcialmente digeridas e recrystalizadas. Podem preservar formas fantasmas ou reliquias de cristais ripiformes maiores, muito provavelmente representando restos de plagioclásios ígneos. Manchas irregulares, faixas com contatos difusos ou formas de corrosão definidas por

plagioclásios de diferentes composições, devidas aos reequilíbrios metamórficos, são também comuns. Com o incremento da recrystalização metamórfica, estas texturas tendem a ser substituídas por agregados granoblásticos poligonais em mosaico. Cristais menores nas bordas dos grãos têm tamanhos gradativamente maiores em direção ao núcleo, conferindo aspecto de textura *mortar* a alguns plagioclásios.

Nos cristais maiores e, mais raramente, nos menores pôde-se observar geminações. Nos maiores são em geral polissintéticas, Carlsbad ou da periclina, muitas vezes ocorrendo tipos compostos.

A composição dos plagioclásios varia de labradorita-bytownita até oligoclásio-albita (FIGURA 73).

Os cristais mais preservados, com característicos ígneos, são predominantemente labradoritas, em algumas amostras com composições mais sódicas ou cálcicas e mesmo alcançando composições de andesina cálcica ou mais raramente da bytownita sódica. Alguns cristais maiores, comumente geminados, representam antigos fenocristais, como na amostra F-1329-E (L17), por exemplo, proveniente de um corpo de metabasitos de granulação fina, relativamente poupado pelos processos metamórficos/deformacionais.

Zoneamento inverso em relíquias de cristais ígneos melhor preservadas não é raro. Zoneamento oscilatório foi observado em um cristal ainda euhédrico, com núcleo de andesina ($Ab_{55}An_{45}$), envolvido por delgada camada de andesina-labradorita ($Ab_{50}An_{50}$), por sua vez envolvida por bytownita ($Ab_{25}An_{75}$), capeado por andesina ($Ab_{62}An_{38}$). Esta textura zonada aparenta ser ígnea nas suas partes mais internas, mas a porção mais externa parece ser metamórfica.

Os plagioclásios metamórficos dos primeiros eventos, ou seja, associados às foliações S_1 e S_2 , são essencialmente oligoclásio-andesina, raramente alcançando composições da labradorita sódica e, mais frequentemente, do oligoclásio cálcico, mas sempre superiores a $Ab_{79}An_{21}$, com composição modal próxima à $Ab_{72}An_{28}$ (FIGURA 73), ou seja, sempre mais cálcicos que a composição $Ab_{83}An_{17}$ que, segundo Wenk & Keller (1969), indicaria temperaturas de formação pouco inferiores às do aparecimento da estauroлита em metapelitos. Portanto a recrystalização deu-se, nestes eventos, sob condições da fácies anfibolito (ou do grau médio).

Em função da composição dos plagioclásios metamórficos, os anfibolitos da área puderam ser classificados predominantemente como andesina anfibolitos, com variações subordinadas para oligoclásio anfibolitos e, mais raramente, para labradorita anfibolitos.

Devido aos eventos retrometamórficos, os plagioclásios preexistentes tiveram partes deles recrystalizadas, especialmente as bordas dos cristais maiores, facilmente identificáveis por apresentarem diferentes índices de refração, geralmente menores que os dos plagioclásios dos eventos metamórficos mais antigos ou ígneos. Os plagioclásios reequilibrados também ocorrem como grãos isolados menores e raramente geminados. Em geral, têm composição de oligoclásio, um pouco mais sódico que os anteriores, apenas localmente alcançando a composição da andesina (até $Ab_{83}An_{17}$) e, raramente, em rochas onde, em função das paragêneses minerais, se nota que houve presença abundante de fluidos durante os eventos retrometamórficos, chegou a ser recrystalizada albita.

Alguns dos plagioclásios, em poucas das amostras, estão parcialmente saussuritizados e, quando coexistem tipos mais sódicos e mais cálcicos, apenas os segundos o estão.

Em outras rochas tem-se a transformação parcial do plagioclásio para clinozoisita com formação de clorita junto aos anfibólios. Em uma amostra apenas, rica em quartzo, foram observados plagioclásios com algumas bordas mirmequíticas e, de maneira geral, podem ter pequenas inclusões de quartzo.

Agregados de plagioclásio às vezes constituem formas oclares com 0,3 a 1,5 mm de comprimento, com tremolita-actinolita e hornblenda concentrados no núcleo, e com recrystalização intensa dos minerais

existentes nas bordas das estruturas, que podem representar antigas amígdalas. Em outros casos, o plagioclásio concentra-se em leitos que podem corresponder a estruturas primárias de diferenciação magmática por fluxo ou de diferenciação metamórfica. Veios ricos em plagioclásio, deformados pela S_2 , podem representar fusões plagioclásticas finais preenchendo fraturas da rocha básica e outros, ricos em epidoto, alterações hidrotermais.

As texturas, as transformações e reequilíbrios metamórficos dos plagioclásios permitem deduzir eventos semelhantes aos verificados na análise dos anfibólios.

O quartzo, quando presente, ocorre como pequenos grãos, às vezes formando agregados associados aos plagioclásios. Têm extinção ondulante, contatos irregulares e, às vezes, formas estiradas. O quartzo também ocorre como pequenas inclusões no plagioclásio, bem como nos anfibólios, neste caso, como produto da transformação metamórfica dos piroxênios ígneos, e em fraturas ou veios hidrotermais posteriores aos veios ricos em plagioclásio e epidoto.

Em algumas amostras chega a constituir 15% do volume da rocha. Nestas, quase sempre, é possível observar-se que houve a ação de fluidos hidrotermais pela abundância de epidoto e clorita, responsável também pela introdução da sílica. O plagioclásio destas rochas é a albita e há uma forte redução da porcentagem dos anfibólios. Estes eventos de alteração são anteriores à S_2 , podendo, inclusive, serem, em parte, pré-metamórficos.

Do grupo do epidoto ocorrem clinozoisita, zoisita e epidoto. Os dois primeiros estão principalmente como finas inclusões aglutinadas nos núcleos dos anfibólios. Dentre os dois predomina amplamente a clinozoisita, que também ocorre nas bordas dos anfibólios, junto a plagioclásio e apatita, ou como produto de alteração do feldspato. A clinozoisita chega a constituir mais de 10% do volume em rochas muito deformadas e retrometamorfizadas. A cristalização da clinozoisita, nestes casos, se dá principalmente pela destruição do plagioclásio, mas há também a cristalização do epidoto a partir dos anfibólios.

A clinozoisita é também um produto comum dos eventos metamórficos mais tardios da fácies dos xistos verdes, onde se associam aos anfibólios mais actinolíticos e aos plagioclásios mais sódicos.

O epidoto forma cristais maiores, geralmente anhédricos, embora não falem alguns tendendo a euhédricos, quase sempre situados nas proximidades dos contatos entre os anfibólios e plagioclásios recristalizados. Comumente têm clorita associada nas bordas. Foram identificadas duas gerações de epidoto, estando a primeira em equilíbrio com a hornblenda e os plagioclásios metamórficos dos eventos progressivos, com titanita e quartzo associados, e a segunda, associada aos minerais retrometamórficos. Figuras de corrosão puderam ser notadas nos primeiros e os tardios tendem a possuir formas euhédricas. Outra forma de ocorrência é em veios muito delgados, comumente com plagioclásio e às vezes com clorita associada.

Os minerais opacos, em geral finos, estão dispersos ou formando pequenos agregados. Alguns podem ser euhédricos, onde se reconhecem magnetita, ilmenita e titanomagnetita (pela alteração para leucoxênio), às vezes estirados na S_2 , mas em geral têm formas irregulares. Muito freqüentemente têm bordas ou coronas de leucoxênio, não raramente com titanita associada. Em porções da rocha onde o epidoto retrometamórfico é mais abundante (geralmente em faixas mais foliadas), a transformação para leucoxênio é total ou quase total, restando apenas finíssimos grãos de minerais opacos.

Os minerais opacos ocorrem também como finas inclusões nos anfibólios, e, freqüentemente, desenhem fantasmas de antigos minerais, podendo ser de possíveis piroxênios pré-metamórficos ou de anfibólios metamórficos.

Leucoxênio também foi observado nos planos de clivagem de anfibólios, aparentando exsoluções, que eventualmente poderiam ser devidas ao reequilíbrio dos anfibólios preexistentes durante os eventos retrome-

tamórficos.

Os minerais opacos, leucoxênio e finos cristais de pirrotita, pirita e calcopirita alcançam, excepcionalmente, 10% do volume em alguns metabasaltos.

Titanita ocorre mais raramente nestas rochas. Constitui cristais finos disseminados ou cristais menores ao redor de minerais opacos, com ou sem leucoxênio associado.

Clorita é relativamente rara e, quando presente, está associada ao epidoto, geralmente nas bordas de anfibólios dos quais deriva por retrometamorfismo. Quando associada a veios hidrotermais, tem granulação mais grossa e foi identificada como sendo penninita.

Biotita marrom escura foi identificada em poucas amostras. Ocorre inclusa em hornblenda, ou está disseminada em pequenas quantidades, especialmente nos anfibolitos situados nas proximidades do contato com rochas metavulcanoclásticas.

Apatita é muito comum nestas rochas, ocorrendo em pequenas quantidades. Constitui finos grãos ou prismas, às vezes um pouco maiores, geralmente dispostos nas bordas dos anfibólios ou concentrados junto ao epidoto.

Zircão é raro, tem granulação muito fina e pode formar pequenos aglomerados de poucos grãos inclusos nos anfibólios, com típicos halos pleocróicos associados.

Restos de clinopiroxênio, com minerais opacos finos disseminados, foram identificados no núcleo de anfibólios em uma amostra apenas. O mineral está bastante recristalizado, não tendo sido possível uma identificação óptica mais precisa.

Carbonatos ocorrem preenchendo microfraturas juntamente com outros minerais hidrotermais, geralmente o quartzo, ou disseminados e, em maior quantidade, em rochas hidrotermalizadas.

Schorlita foi encontrada em pequenas quantidades em poucas amostras, mas na de metabasito, TG-1715-A, do P-1715 (R8), alcança 25% do volume da rocha. Os cristais têm núcleos ricos em inclusões e bordas com faces externas euhédricas.

A granada é um mineral raro nestes litotipos, ocorrendo como cristais anhédricos poiquilíticos dispersos.

Scheelita, associada a plagioclásio e epidoto, foi descrita na amostra Q-780N-325E (H21), em metabasitos que podem ter sido afetados por alterações hidrotermais pré-metamórficas.

Sericita, produto da saussuritização dos plagioclásios, foi também encontrada, sugerindo percolação de fluidos potássicos nas rochas durante os eventos retrometamórficos, uma vez que, de maneira geral, os metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba têm teores muito baixos de potássio.

Como minerais supergênicos foram identificados goethita e limonita, derivados de minerais opacos e sulfetos, gibbsita, devida ao intemperismo de anfibólios, e alofana, originada pela transformação direta do plagioclásio, como descrito por Schorscher (1977) em anfibolitos de Minas Gerais.

A rocha metabásica que ocorre como material *inter-pillow* tem quartzo e clorita abundantes e, às vezes, plagioclásio, minerais opacos e sulfetos em proporções relativamente elevadas.

b) Rochas com actinolita

As rochas deste conjunto são de ocorrência rara, geralmente distribuídas em pequenas áreas. São textural e mineralogicamente semelhantes às anteriores mas têm como anfibólios principalmente actinolita com inclu-

sões de quartzo, às vezes com núcleos incolores (tremolíticos) e bordas mais pleocróicas, hornblendíticas. Epidoto, essencialmente retrometamórfico, é relativamente abundante, bem como biotita com tons amarelados, formando pequenos agregados. Alguns agregados glomeroblásticos de epidoto sugerem ter sido amígdalas metamorfisadas. Rutilo está presente em pequenas quantidades.

Estas rochas parecem corresponder a porções pouco afetadas pelos metamorfismos da fácies anfibolito, tendo preservado paragêneses ou assembléias minerais predominantemente da fácies dos xistos verdes alto ou epidoto anfibolito.

c) Rochas com biotita

São ainda mais raras que as do conjunto anterior. Predominam anfibólio xistos ou anfibolitos, com biotita relativamente abundante, chegando a perfazer 15% do volume da rocha. Clorita pode estar associada. De modo geral, a biotita começa a surgir nas proximidades dos corpos de metatufos e a estruturação de algumas destas rochas em bandas e lâminas de diferentes composições mineralógicas, bem como a abundância de epidoto, sugerem que em alguns casos estas rochas podem corresponder, pelo menos em parte, a seqüências metamorfisadas de tufos e rochas efusivas, básicas a intermediárias, com alteração hidrotermal pré-metamórfica e/ou contaminação metamórfica nos contatos.

d) Litotipos subordinados

Dentro de um dos corpos de metabasitos situado nas proximidades do contato com rochas cálcio-silicáticas do P-1304 (D13) foi encontrado um afloramento de plagioclásio piroxenito, de origem incerta, podendo ser uma rocha de origem ígnea, ou vulcanoclástica com contribuição cálcio-silicática, metamorfisada em mais alto grau. É formada essencialmente por piroxênios da série salita-hedenbergita (80% do volume) em grãos subhédricos recrystalizados e equilibrados, ricos em finíssimas inclusões de minerais opacos, com raros cristais de hornblenda formados a partir deles. Subordinadamente ocorre andesina zonada, com as bordas dos cristais tendendo a oligoclásio, também em arranjo granoblástico equilibrado, e tendendo a formar leitos mal definidos. Raros grãos de microclina associam-se a eles. Cristais anhédricos de epidoto, titanita, zircões finos subhédricos, minerais opacos e rara flogopita em fraturas complementam a composição da rocha.

Uma outro metabasito, com textura granoblástica/porfiroblástica, foi petrograficamente identificado como turmalina-epidoto-albita/oligoclásio metabasito. É composto por hornblenda corroída, recrystalizada como grãos menores bastante deformados e parcialmente transformada em epidoto, que também ocorre como massa de finos cristais entre os demais minerais. Muito freqüentemente a hornblenda passa para tipos verde-claros a incolores (tremolita-actinolita), restando da reação minerais opacos e epidoto. O plagioclásio constitui grãos menores deformados e reequilibrados, alterados parcialmente para clinozoisita. Tem composição em geral do oligoclásio, com grãos mais grossos de andesina-labradorita ($Ab_{50}An_{50}$) e bordas retrometamorfisadas para albita. As turmalinas são verde-escuras e róseas, zonadas, ricas em inclusões, fraturadas e deformadas. São abundantes (10% do volume), estão associadas principalmente aos anfibólios e substituem os demais minerais, indicando origem pela turmalinização do metabasito, seguida de novo metamorfismo em condições mais amenas, inclusive de deformação. Os plagioclásios que estão junto aos agregados de turmalina são límpidos e têm raros cristais de microclina associados, sugerindo introdução de potássio, juntamente com boro, pelos fluidos hidrotermais. Os

minerais opacos são essencialmente ilmenitas leucoxenizadas, ocorrendo ainda titanita e zircão.

Em um dos poços abertos para prospecção de bauxito foi encontrada rocha intemperizada, com texturas macroscópicas de aspecto de rocha metavulcanoclástica ou metabasítica, mas que ao microscópio evidenciou-se como um silexito formado por mais de 60% em volume de calcedônia, com limonita abundante e quartzo subordinado (274/10C). A calcedônia forma típicos arranjos globulares fibrorradiados e a limonita, estruturas coloidais. Trata-se, aparentemente, de metabasito quase que totalmente laterizado e silicificado.

1.1.3 Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo

Neste conjunto de rochas estão incluídos desde anfibolitos com granada até as rochas com granada, cordierita, cummingtonita, plagioclásio, quartzo, clorita e estaurólita. Muito embora as primeiras não sejam necessariamente produtos de metamorfismo de rochas afetadas por processos hidrotermais-metassomáticos ocorridos após a efusão ou durante a diagênese, elas foram incluídas neste grupo por localizarem-se sempre nas proximidades, ou mesmo em contato, no nível estratigráfico onde ocorrem as rochas básicas alteradas, ou no topo dos derrames, distribuição esta sugestiva de afinidades genéticas entre os litotipos.

Na FIGURA 74 estão colocados os minerais metamórficos destas rochas e suas relações de cristalização com as foliações metamórficas.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF	ANF	XV (ANF)	XV
ACTINOLITA 1	---			
ACTINOLITA 2		---		
CUMMINGTONITA 1	-----			
CUMMINGTONITA 2		-----		
CUMMINGTONITA 3			-----	
HORNBLENDAS	-----	-----	-----	
CORDIERITA 1	?-----?			
CORDIERITA 2		-----		
BIOTITA 1	-----			
BIOTITA 2		-----		
BIOTITA 3			-----	
CLORITA	-----	-----	-----	
FLOGOPITA	-----			
CARBONATOS	-----	-----		
DIOPSÍDIO	-----			
EPÍDOTO			-----	
ESTAURÓLITA	-----			
GRANADA 1	-----			
GRANADA 2		-----		
SILLIMANITA	?-----?	-----		
PLAGIOCLÁSIO CÁLCICO	-----	-----		
PLAGIOCLÁSIO CÁLCICO-SÓDICO		-----		
PLAGIOCLÁSIO SÓDICO		-----		
APATITA	-----	-----	-----	
ALLANITA		?-----		
OPACOS	-----	-----	-----	
ILMENITA	-----	-----	-----	
LEUCOXÊNIO			-----	
TITANITA	-----	-----	-----	
RUTILO	-----	-----	-----	
QUARTZO	-----	-----	-----	
ZIRCÃO	-----	-----	-----	
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 74 - Grupo Serra do Itaberaba - Metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Granada anfíbolitos, derivados do metamorfismo de basaltos na fácies anfíbolito médio a alto, são comumente descritos na literatura na base ou envolvendo depósitos de sulfetos gerados por atividade vulcanogênica exalativa, como por exemplo, as descrições de Badham & Williams (1981) em séries de rochas máficas do noroeste da Espanha. Associados aos granada anfíbolitos ocorrem também rochas com almandina, gedrita, cummingtonita, quartzo, estauroлита, biotita e plagioclásio, mineralizadas em sulfetos, consideradas como geradas pelas alterações de fundo oceânico. Estas associações de litotipos e o ambiente metalogenético são semelhantes aos aqui descritos, corroborando a premissa de cogeneticidade adotada na descrição destes litotipos.

Os anfíbolitos com granada podem ser rochas maciças, bandadas ou laminadas por delgados leitos descontínuos, estas geralmente bem foliadas, sugerindo origens ígneas ou vulcanoclásticas. O anfíbólio presente é a hornblenda ou a actinolita, com plagioclásio em menor proporção e granada subordinada, formando pequenos porfiroblastos. Geralmente tem associada a biotita e, às vezes, a cordierita que pode estar presente em pequenas quantidades, assim como epídotos.

A ocorrência destas rochas não é rara, mas elas foram melhor estudadas petrograficamente nos P-2060 (J16), P-2756 (J16) e P-2783 (J19).

a) Rochas essencialmente vulcânicas

Os produtos metamórficos refletem alterações hidrotermais-metassomáticas em diferentes intensidades, que podem ser exemplificadas pelas variações petrográficas encontradas no P-2756 (J-16), descritas a seguir.

As rochas menos alteradas mantêm as texturas e estruturas dos metabasitos não alterados, distinguindo-se deles por estarem relativamente enriquecidos em biotita, actinolita e granada, em detrimento do plagioclásio, além da presença adicional de cordierita, diopsídio e flogopita. Em direção às partes mais alteradas, o anfíbólio é a hornblenda, a biotita torna-se abundante e surge a cordierita em pequenas quantidades. Estas rochas são gradativamente substituídas pelas rochas típicas, constituídas essencialmente por granada, cordierita e cummingtonita, com biotita, quartzo, plagioclásio, estauroлита, biotita, rutilo, hornblenda e clorita em quantidades subordinadas. Orto-anfíbólios podem estar presentes, em coexistência paragenética, uma vez que partes de alguns cristais têm extinção reta, aparentando opticamente antofilitas, embora os difratogramas de raios X sugiram serem gedritas (TABELA 5).

Nas rochas menos alteradas, as actinolitas e principalmente as hornblendas constituem agregados de cristais poiquiloblásticos, às vezes em continuidade óptica por mais de 7 mm, com inclusões de quartzo e biotita retilineamente orientadas, indicando a existência de uma foliação anterior, às vezes englobada por vários grãos. Estão sempre deformados e reequilibrados em grãos menores. Nas porções onde as actinolitas são de granulação mais fina foram ainda observados restos de textura subofítica. A biotita aglomera-se em manchas ou veios deformados, juntamente com quartzo e plagioclásio de granulação fina. Existem passagens de anfíbólio para biotita.

Os plagioclásios são grossos, poiquiloblásticos, têm composição bytownita-labradorita e estão intensamente deformados e recrystalizados em grãos menores de composição mais sódica.

A granada tem granulação fina e ocupa espaços intergranulares. Tem inclusões de quartzo, carbonatos, biotita e anfíbólios orientados retilineamente e cristalizou-se durante o desenvolvimento da S_1 e no final do desenvolvimento da S_2 e, principalmente, após a S_2 . É, entretanto, anterior à cristalização dos anfíbólios que acompanham a S_3 .

A cordierita, quando presente, é poiquiloblástica, rica em inclusões orientadas de quartzo (semelhante à granada) e distribui-se entre os cristais maiores de anfibólios.

Zircões finos estão inclusos na biotita e no anfibólio e os minerais opacos estão quase sempre totalmente leucogenizados. Diopsídio ocorre em pequenas quantidades e, às vezes, flogopita substitui a biotita.

A presença de inclusões de carbonatos nas granadas e de diopsídio indica fenômenos de carbonatização nestas zonas de alteração, bem como de potassificação, responsável pela presença da biotita nos halos mais externos do sistema hidrotermal-metassomático.

A hornblenda que substitui a actinolita nas rochas mais alteradas tem texturas semelhantes às da actinolita.

As rochas mais intensamente alteradas têm estrutura maculada, com massa granoblástica de granulação ao redor de 0,05 mm e agregados porfiroblásticos radiados de cummingtonita com até 2,0 cm de comprimento, e de granada poiquiloblástica, com até 4,5 mm, ou não poiquiloblástica, com até 1,5 mm.

A cummingtonita cristalizou-se em três fases. A principal delas gerou agregados radiados deformados pela S_2 , que têm inclusos, às vezes, restos de cristais de cummingtonita geminados anteriores, quase que totalmente reabsorvidos. A cristalização deu-se durante o desenvolvimento da S_1 e continuou até terminarem as deformações, como indicado pelas S_1 , flexionadas nas partes internas dos cristais e retilíneas nas externas. A segunda fase de cristalização dos agregados iniciou-se no final do segundo evento de deformação e continuou após seu término, em regime praticamente estático. A terceira fase deu-se durante a crenulação da rocha e, mais intensamente, após cessadas estas deformações, quando uma nova cristalização de cummingtonita aconteceu, de forma acretiva aos anfibólios anteriores, ressaltando ainda mais as estruturas radiadas definidas pelos agregados (FOTO 55).

FOTO 55 - Estauroлита-cordierita-plagioclásio-granada-cummingtonita anfibolito do P-2756 (J16), com agregado radiado de prismas de cummingtonita pré- e pós- S_3 , deformados, e cordierita com inclusões orientadas de quartzo e minerais opacos. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Pequenos restos euhédricos inclusos na cummingtonita têm propriedades ópticas da hornblenda que, em alguns casos, pode ter sido totalmente transformada em cummingtonita. As cummingtonitas mais antigas têm pequenas inclusões de minerais placóides, de cor marrom a violeta, identificados como rutilo. As cummingtonitas mais tardias, muito pouco deformadas, têm fórmula pleocróica $x = \text{verde amarelado}$, $y = \text{marrom muito claro}$ e $z = \text{verde acastanhado}$, e birrefringência mais elevada, indicando serem mais ricas em ferro que as geradas durante o primeiro evento metamórfico, que têm, relativamente, cores pleocróicas mais escuras e birrefringência mais baixa.

A granada ocorre sob duas formas: como cristais mais finos subhédricos a euhédricos, quase sem inclusões, que englobam parcialmente as cummingtonitas não deformadas, e como grandes cristais poiquiloblásticos, mais abundantes que o tipo anterior, com textura em rede, entremeados por quartzo, com formas irregulares, bem orientados e deformados, minerais opacos, carbonatos e, mais raramente, biotita. Podem também envolver estauroлита e cordierita instável, geralmente quase que totalmente digeridas. Em geral são de cristalização prévia aos anfibólios, mas nas bordas incluem cummingtonitas deformadas e, nestas partes, a granada contém raríssimas inclusões e tende a adquirir formas euhédricas. Está, em geral, cloritizada, principalmente em fraturas, bem como partes dos anfibólios. As partes poiquiloblásticas das granadas estão afetadas pela S_2 e as externas, não.

A cordierita, quando abundante, forma cristais porfiroblásticos geminados integralmente ou em partes, com aspecto manchado, com inclusões orientadas, textura helicítica, semelhante texturalmente à granada, ou finos cristais de segunda geração, lípidos, dispersos pela lâmina (FOTO 55).

Estauroлита pode ocorrer como acessório importante, e mostra sempre formas instáveis parcial ou totalmente transformadas em cordierita, comumente inclusa em granadas e com bordas de reação definidas por cordierita.

O quartzo encontra-se geralmente sob a forma de inclusões orientadas segundo a S_1 e deformadas pela S_2 principalmente na granada e na cordierita, mas também ocorre disperso entre os minerais félsicos, às vezes constituindo agregados recristalizados a partir de cristais maiores, devidos, provavelmente, à silicificação pré-metamórfica dos litotipos.

Flogopita, quando presente, está concentrada em alguns leitos ou está como inclusões na cordierita, assim como zircões finos.

Os plagioclásios mais antigos (bytownita-labradorita) estão quase que totalmente destruídos, restando apenas cristais poiquiloblásticos ricos em inclusões de quartzo, reequilibrados em grãos menores lípidos, com composição da andesina. Mesmo assim, relíquias de texturas ígneas podem ainda ser identificadas em alguns casos.

Apatita fina e rutilo são acessórios muito comuns, sendo bastante mais rara a allanita.

Rochas em essência petrograficamente semelhantes às descritas acima foram encontradas nos P-1100 (J17), P-1097 (L17), P-2029 (J15) e P-2783 (J19), entre outros. Ressalta-se nestas o seguinte:

No P-1100, a primeira geração de cummingtonita poiquiloblástica foi seguida por outra de prismas radiados, por sua vez deformados, seguida de outra não deformada, mais rica em ferro. A granada tem duas gerações, ambas poiquiloblásticas, a primeira mais rica em inclusões de quartzo e de clorita parcialmente digerida e a segunda tendendo a formar faces externas euhédricas. A cordierita poiquiloblástica envolve estauroлита instável, bem como anfibólios mais antigos e plagioclásio.

Na amostra F-405-R do P-2029 (J15) coexistem hornblenda e cummingtonita, ambas poiquiloblásticas e orientadas na foliação S_2 .

No P-1097 (L17) existe grande quantidade de quartzo fino em arranjo granoblástico e a rocha tem

textura maculada, sugerindo tratar-se de antigos tufos alterados e silicificados.

Nas rochas do afloramento do P-2783 (J19) coexistem, em algumas das amostras laminadas, hornblenda hastingsítica e cummingtonita, esta subordinada. As cummingtonitas praticamente não têm inclusões e são mais finas que as hornblendas. O plagioclásio (provavelmente andesina) é freqüente, está totalmente reequilibrado em grãos menores e associa-se a cristais granulares de quartzo. Biotita e rutilo são acessórios comuns, bem como finos cristais de zircão inclusos no anfibólio. A biotita formou-se a partir da hornblenda, indicando metassomatismo potássico durante os eventos metamórficos de mais baixo grau, mas também ocorre como inclusões no anfibólio. Relíquias de texturas ígneas puderam também ser identificadas. Em afloramento, estas rochas constituem um corpo de metabasito intercalado em metavulcanoclásticas básicas, com lentes de xisto fino grafitoso associado.

No P-1776 (B19) foi encontrado um pequeno corpo de anfibolito maciço, com textura granoblástica, composto essencialmente por ferro-cummingtonita (a grunerita) e hornblenda, com granada subordinada e biotita, zircão e minerais opacos acidentais.

As ferro-cummingtonitas (a gruneritas) estão geminadas segundo {100} e têm fórmula pleocróica $x =$ incolor, $y =$ verde-claro (quase incolor) e $z =$ verde-oliva muito pálido. Estão parcialmente transformadas em hornblenda, provavelmente tschermakítica, pois têm ângulo de extinção de 25° e cores de absorção $x =$ verde amarelado, $y =$ verde-oliva escuro e $z =$ verde-oliva escuro acastanhado.

A granada forma pequenos porfiroblastos poiquilíticos sub- a anhédricos com inclusões de minerais opacos, biotita e anfibólio, estando parcialmente limonitizada. Nas bordas concentram-se biotitas marrons, muito escuras.

Estas rochas podem constituir também rochas vulcânicas básicas alteradas previamente ao metamorfismo.

b) Rochas essencialmente vulcanoclásticas

Este conjunto é constituído por rochas bandadas a laminadas, onde se alternam leitos com composição mineralógica semelhante à do conjunto anterior (ressalta-se apenas a presença de epidoto em pequenas quantidades) com outros formados essencialmente por clorita (50% do volume) e actinolita (35% do volume), com plagioclásio, quartzo, hornblenda e cummingtonita subordinados. Nestes leitos a hornblenda constitui núcleos na cummingtonita, com biotita e minerais opacos na transição entre ambos e clorita em associação paragenética.

Comumente houve transformação da hornblenda + cummingtonita para actinolita + cummingtonita, com liberação de minerais opacos.

A presença relativamente abundante de quartzo pode ser devida à precipitação de *chert* junto às rochas vulcanoclásticas ou à silicificação durante as alterações, inclusive diagenética. Ocorrem também alguns leitos de rochas quartzosas ricas em clorita magnesiana e cummingtonita, com plagioclásio, hornblenda, granada e biotita subordinadas e minerais opacos, zircão e rutilo como minerais acidentais, o que indica que, pelo menos em parte, houve a precipitação de *chert* sobre leitos vulcanoclásticos.

Destaca-se ainda nestes litotipos a instabilidade dos anfibólios, parcialmente digeridos e cloritizados e em partes envolvidos cummingtonita de uma segunda geração, com formas euhédricas.

Nas rochas dos P-1901 (N15), P-1906 (N15) e P-1909 (N15) destaca-se a coexistência da cummingtonita com hornblenda, ferro-actinolita ou actinolita, às vezes com partes das bordas transformadas para

tremolita, com as hornblendas sempre ocupando os núcleos da cummingtonita. Nestas, em geral, não ocorrem granada e cordierita, que existe apenas na amostra V-1906-B e em abundância.

A biotita pode ser relativamente titanífera e os plagioclásios (andesina) podem ter as formas ígneas originais ainda identificadas, apesar de fraturados e deformados, mas, em geral, estão totalmente transformados em grãos menores de oligoclásio.

Rochas semelhantes a estas foram encontradas nos testemunhos de sondagens efetuadas no local Tapera Grande - (Q11) e (Q12), em afloramentos na fazenda da SKOL - ao redor do local (M15), e na Barroca Funda - nas proximidades dos locais (C23) a (C25) e (D23) a (D25).

Na amostra C-790E-1020N (M15), proveniente da fazenda da SKOL, ocorre magnetita em abundância, possivelmente indicando precipitação de ferro sin-deposicional, possivelmente associado à deposição de formações feríferas. Na amostra SRT3-24,60m (Tapera Grande) há forte enriquecimento em biotita e quartzo e ocorrem subordinadamente turmalina, sillimanita e cordierita, concentradas preferencialmente em leitos. A cordierita está comumente sericitizada e/ou pinitizada. Na amostra BE-294 (C24) da Barroca Funda, há grande enriquecimento em quartzo.

No P-2002 (M16) ocorrem rochas com aspecto macroscópico de anfibólito ou metatufo, mas compostas principalmente por quartzo e clorita, com epidoto e cummingtonita subordinados, cordierita acessória e minerais opacos e, possivelmente, biotita accidental. O quartzo, deformado e reequilibrado em arranjo granoblástico, tem geralmente entre os grãos cloritas finas isorientadas, heterogeneamente distribuídas, com maiores concentrações onde ocorrem agregados de epidoto. Nas porções da rocha onde a cummingtonita cristalizou-se englobando epidoto e clorita, a mica praticamente desaparece até milímetros ao redor dela, indicando ter sido consumida na reação metamórfica que gerou o anfibólio. Restos de clinozoisita e minerais opacos são ainda observáveis em pequenas "manchas" inclusas no anfibólio. Duas gerações de cummingtonita puderam ser distinguidas. A primeira é constituída por cristais geminados, bastante poiquiloblásticos, deformados e dobrados, devido ao seu crescimento quando do desenvolvimento da S_2 e tendem a se arranjar em feixes ou radialmente. O segundo tipo desenvolveu-se como prismas mais límpidos, sub- a euhédricos, com poucas inclusões e em arranjo radiado. Estas não estão deformadas. A cordierita, geminada, distribui-se entre os cristais de quartzo e de cummingtonita da primeira fase em associação paragenética. Granada incolor encontra-se associada às porções com cordierita e cummingtonita e dentre os minerais opacos predomina a magnetita.

1.1.4 Rochas metavulcanoclásticas

A identificação precisa da origem vulcanoclástica de muitos dos litotipos foi freqüentemente difícil ou mesmo impossível, em função das deformações que os afetaram e, principalmente, devido às transformações metamórficas. Somou-se a estas dificuldades a existência de misturas destas rochas com sedimentos químicos ou terrígenos, gerando tipos mistos, ou associações com rochas vulcânicas, que mascaram ainda mais as texturas primárias, por estarem englobadas ou colocadas como pequenos leitos ou camadas, de contatos de difícil observação, em função dos processos metamórficos/deformacionais.

Estes litotipos foram, portanto, compreendidos e descritos em subgrupos, iniciando-se por aqueles com inequívocas texturas e estruturas vulcanoclásticas e encerrando com os tipos de identificação mais problemática.

As relações existentes entre a cristalização dos minerais e as foliações metamórficas estão apresen-

tadas na FIGURA 75.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF	ANF	XV	XV
ACTINOLITA	---	---	---	---
FERRO-ACTINOLITA	---	---	---	---
HORNBLENDA 1	---	---	---	---
HORNBLENDA 2	---	---	---	---
CUMMINGTONITA	---	---	---	---
ALBITA	---	---	---	---
OLIGOCLÁSIO/ANDESINA	---	---	---	---
ANDESINA/LABRADORITA	---	---	---	---
LABRADORITA/BYTOWNITA	---	---	---	---
BIOTITA	---	---	---	---
CLORITA	---	---	---	---
FLOGOPITA	?---	?---	---	---
CALCITA	---	---	---	---
CLINOZOISITA	---	---	---	---
EPÍDOTO	---	---	---	---
DIOPSÍDIO	---	---	---	---
GRANADA	---	---	---	---
CIANITA	---	---	---	---
SILLIMANITA	---	---	---	---
CORDIERITA	?---	?---	---	---
ESTAUFOLITA	?---	?---	---	---
QUARTZO	---	---	---	---
OPACOS	---	---	---	---
MAGNETITA	---	---	---	---
ZIRCÃO	---	---	---	---
LEUCOXÊNIO	---	---	---	---
TITANITA	---	---	---	---
RUTILO	---	---	---	---
ILMENITA	---	---	---	---
TURMALINA	---	---	---	---
SULFETOS	---	---	---	---
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 75 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas metavulcanoclásticas da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Os subgrupos que compõem estes litotipos são:

a) Rochas básicas com relíquias de textura hialoclástica

Estas foram objeto de estudos detalhados por Coutinho *et al.* (1984) e Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986). As principais ocorrências localizam-se na Fazenda Vitalli, na margem esquerda do Ribeirão Tomé Gonçalves (P14).

São rochas com texturas orientadas e foliadas, de aspecto macroscópico cataclástico. Microscopicamente são verificadas, em geral, estruturas laminares e texturas nematoblásticas. As lâminas (2,0 - 7,0 mm de espessura), com granulação muito fina (< 0,05 mm), compostas predominantemente por anfibólios, alternam-se, com outras mais ricas em minerais félsicos, que contêm agregados glomeroblásticos de epidoto (até 5,0 mm de diâmetro).

São rochas constituídas essencialmente por hornblenda a ferro-actinolita (60-70% do volume), com quartzo e epidoto subordinados e minerais opacos, plagioclásio e clorita acessórios. Eventualmente podem ter carbonatos relativamente abundantes. Alguns cristais alterados muito finos, ripiformes, não identificados, também foram verificados.

Nos leitos ricos em anfibólios tem-se cristais de quartzo gotiformes alongados na foliação metamórfica e de plagioclásio (andesina-labradorita, ou até oligoclásio) estirados e deformados, com granulação maior que

a dos anfibólios. O plagioclásio também distribui-se nos leitos quartzosos intercalados nos anteriores e concentra-se nas sombras de pressão dos epidotos, juntamente com quartzo. Hornblenda (a ferro-actinolita) são os anfibólios presentes neste leitos, que juntamente com o epidoto, foram cristalizados principalmente como grãos menores nas bordas dos anfibólios ou dos epidotos mais antigos. O pleocroísmo dos anfibólios mais antigos é sempre mais forte que o dos mais novos. Clorita é o principal acessório, e secundários. Os minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita) formam agregados e estão bastante estirados na foliação. Limonita e principalmente alofana são minerais supergênicos.

Agregados porfiroblásticos de epidoto, cristalizados anteriormente à foliação S_2 , apresentam ao microscópio, sem o analisador, formas de superfícies internas desenhadas por finíssimos minerais opacos que muito recordam faces de contração/segregação côncavas ou irregulares em vidros vulcânicos, dispostas com formas conchoidais-concêntricas, aproximadamente acompanhando as formas côncavas mais externas (FOTO 56). Os minerais opacos finos e os pigmentos escuros orientam-se de forma aproximadamente perpendicular às bordas das faces, sugerindo terem sido originados pela palagonitização do vidro basáltico em contato com a água do mar.

Com o analisado, destacam-se os vários cristais de epidoto que compõem os agregados e ultrapassam os limites desenhados pelas inclusões de minerais opacos, evidenciando a cristalização metamórfica. Estes agregados estão comumente deformados e transpostos pela S_2 e os grãos mostram-se também fraturados e parcialmente recrystalizados, o que freqüentemente provocou a destruição parcial ou total das texturas primárias.

Associam-se fragmentos vulcanoclásticos de rochas básicas de granulação muito fina dos minerais metamórficos, com restos da textura primária ofítica, transformados em agregados de hornblenda, clinozoisita e quartzo, às vezes com inclusões de pequenos fragmentos de vidro vulcânico metamorfisado.

Subordinadamente ocorrem epidotos com formas esféricas ou ovóides, alguns ainda em agregados polimineriais com porfiroblastos de calcita, sugerindo antigas amígdalas transformadas.

FOTO 56 - Metahyaloclastito do P-661 (P14) com agregado de epidoto com formas internas definidas por finas inclusões de minerais opacos organizadas concentricamente e acompanhando as faces externas côncavas, derivado do metamorfismo de vidro vulcânico palagonitizado. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Os fragmentos distribuem-se aproximadamente na proporção de 55% de antigos vidros, 45% de rocha básica original e raros de amígdalas. A preservação destas estruturas varia de muito boa até a total destruição em um mesmo afloramento.

Estas rochas são o produto do metamorfismo de tufos finos de composição basáltica, talvez um pouco silicificados, com fragmentos mais grossos da mesma composição. O material vítreo, pela sua granulometria e formas, deve corresponder às crostas resfriadas, em contato com a água do mar e não material piroclástico, ou seja, tratam-se de rochas autoclásticas, na concepção de Lajoie (1979). A orientação e o bandamento observados são em parte originais e podem indicar parcialmente o fluxo vulcanoclástico.

b) Metabrechas e metatufos basálticos com texturas e estruturas bem preservadas

Foram encontrados principalmente na encosta leste da Serra Fuma da Onça - (M15) e (N15), e associados aos afloramentos descritos anteriormente, no Ribeirão Tomé Gonçalves (P14).

Tal qual as rochas anteriores, encontram-se em excelente estado de preservação, apesar da cristalização metamórfica que destruiu totalmente os minerais originais.

São constituídos por mais de 70 - 80% em volume de fragmentos vulcanoclásticos, quase sempre angulosos, às vezes mais ovalados ou placóides (devido ao fluxo ígneo?), com granulação muito variável de amostra para amostra, estando em média no limite entre tufo e brecha (2 - 3 mm), alcançando em lâmina mais de 1,0 cm e em afloramentos mais de 2 cm de eixo maior.

Os fragmentos são formados essencialmente por anfibólios e plagioclásio. Os anfibólios constituem-se em prismas muito finos de actinolita (às vezes com tremolita associada), comumente com bordas de hornblenda, não raramente rica em ferro. Os cristais têm dimensões médias de 0,1 mm de comprimento e muito freqüentemente há uma redução da granulação em direção às bordas dos fragmentos, chegando a granulações indistinguíveis ao microscópio. Em direção ao núcleo há aumento da granulação, ainda que "manchas" afaníticas (possivelmente antigos fragmentos vítreos) podem estar inclusas. Alguns anfibólios maiores foram também verificados em alguns fragmentos, indicando texturas porfiríticas originais. Entre os anfibólios ocorre plagioclásio granular, ainda com relíquias de textura subofítica a intergranular (FOTO 57). No núcleo de alguns anfibólios inclusos nos fragmentos ocorrem formas ovaladas de cor mais clara ricas em inclusões de minerais opacos, com formas que aparentam relíquias de olivinas ou de piroxênios ígneos.

Os plagioclásios tendem a se concentrar no núcleo dos fragmentos e são, às vezes, relíquias de cristais ígneos mais grossos, euhédricos, reequilibrados metamorficamente em grãos menores, ou ocorrem como formas anhédricas ovaladas dentro de alguns fragmentos. Os cristais maiores, deformados, são de labradorita-bytownita e os recristalizados, de oligoclásio-andesina ($Ab_{70}An_{30}$).

Em alguns dos fragmentos puderam ser observadas laminações internas com orientações distintas entre os diferentes fragmentos, que sugerem ser, em cada caso, relíquias das estruturas de fluxo ígneo original. Em parte esta estruturação pode ter sido deformada pelo metamorfismo, pois localmente estão orientadas subparalelamente. Muito comumente os fragmentos parecem estar fraturados e soldados através das partes afaníticas.

As estruturas tectônicas verificadas são sempre uma fraca foliação que reorienta parcialmente os minerais, sem haver transposição significativa.

FOTO 57 - Metabrecha a metatufo autoclastico do P-1904 (L15) com fragmentos de rochas básicas, com bordas afaníticas de resfriamento no maior deles, e plagioclásio, quartzo, minerais opacos e actinolitas prismáticas entre os fragmentos. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Mais raramente os fragmentos vulcanoclásticos são formados essencialmente por plagioclásio e anfibólios em pequenas quantidades. Estes estão mais intensamente recrystalizados que os fragmentos basálticos, sendo comumente definidos apenas pelo acúmulo relativo de minerais fêmicos nas bordas. A composição varia de dacítica a andesítica. Estes podem representar fragmentos vulcanoclásticos de rochas intermediárias ou de rochas ígneas básicas e intermediárias imiscíveis.

Preenchendo os espaços entre os fragmentos ocorrem principalmente plagioclásio e anfibólios, com minerais opacos subordinados. O quartzo ou carbonatos podem estar presentes e localizadamente podem ser componentes importantes.

Entre os fragmentos vulcanoclásticos e nas suas bordas cresceram, em orientação aproximadamente perpendicular ou, às vezes, paralela, cristais mais grossos de actinolitas subhédricas ou euhédricas, com manchas irregulares, principalmente nas partes mais externas do cristal, formadas por hornblenda, às vezes fibrorradiada. Em certos casos, a hornblenda que envolve a actinolita pode ter sido substituída por tremolita.

O plagioclásio existente entre os fragmentos tem composição predominantemente de andesina-labradorita ou de oligoclásio-andesina, e alguns cristais têm aspecto clástico, pois incluem finos cristais de anfibólio. Os grãos menores, produto de recrystalização retrometamórfica são oligoclásios ($Ab_{78}An_{22}$) e às vezes albita.

Clinzoisitas são relativamente freqüentes como finos cristais nos fragmentos ou na matriz. Alguns cristais mais grossos de epidoto retrometamórfico foram também verificados na matriz.

Foram identificadas duas gerações de epidoto: a primeira formou cristais subhédricos às expensas de plagioclásio e anfibólio, com sobrecrecimento posterior, e a outra, formada por minerais anhédricos, cristalizada a partir de clinzoisita.

A clorita, cristalizada às expensas da actinolita, tanto dentro como fora dos fragmentos, tende a formar pequenos agregados. Minerais opacos são abundantes na matriz (incluindo sulfetos), mais concentrados nas bordas e subordinadamente nos núcleos dos fragmentos, onde formam manchas irregulares ou disseminações de finos cristais. Em algumas das amostras alguns dos minerais opacos têm leucocênio nas bordas.

Finas agulhas de apatita, carbonatos e titanita também ocorrem associados aos demais minerais.

Os minerais supergênicos estão representados essencialmente por limonita e óxidos hidratados de ferro.

Onde as rochas foram mais deformadas, os fragmentos encontram-se estirados e recrystalizados. Com o aumento da intensidade do metamorfismo, surgiram anfibólitos poiquiloblásticos formados pela aglutinação dos fragmentos básicos. Isto gradativamente oblitera as texturas primárias, fazendo com que as rochas adquiram aspecto de metagabro milonitizado (FOTOS 11 e 12), com grandes cristais ou agregados de anfibólitos com formas irregulares e esfiapadas, ou até mesmo de um anfibolito derivado de rochas ígneas.

Na amostra F-1264-R do P-1088 (M15) ocorrem fragmentos ovóides, com poucos milímetros de comprimento, constituídos por cristais granoblásticos turvos de calcita, sugerindo tratar-se de antigas amígdalas, dispersas em meio a fragmentos metabasálticos na matriz granoblástica fina da rocha constituída de plagioclásio, hornblenda, epidoto, ilmenita e titanita. A rocha tem lâminas de diferentes composições, que, apesar de foliadas, sugerem ser devidas ao fluxo vulcanoclástico original.

Em outras amostras do mesmo ponto, como na V-1088-C, ocorrem alguns agregados epidotíticos, com plagioclásio e anfibólitos subordinados, sugerindo também ser transformações metamórficas de antigas amígdalas.

O conjunto dos afloramentos da Serra Fuma da Onça - (M15) e (N15), é formado por rochas com fragmentos mais grossos que, lateralmente, tornam-se mais finos (amostra V-1084), surgindo também níveis de milímetros de espessura de tufos finos intercalados que acabam por gradar para rochas cálcio-silicáticas. Estes aspectos refletem a paleogeografia do local e a gênese dos litotipos, com brechas autoclásticas e hialoclásticas que passam gradativamente para tufos epiclásticos. Atividades explosivas devem também ter ocorrido, a deduzir pelas formas microscópicas fusiformes e retorcidas de alguns fragmentos básicos e estruturação laminada e concêntrica de outros, bem como pela existência de fragmentos bastante subordinados de dacito a andesito. A fração fina das rochas foi, em parte, formada por tufos finos e sedimento cálcio-silicático, ou argilas vulcânicas com variável contribuição de sílica (*chert* ou veios hidrotermais de quartzo), juntamente com sulfetos subordinados.

c) Metatufos básicos (anfibolitos laminados)

São rochas cujas texturas vulcanoclásticas já foram quase que ou totalmente destruídas pelo metamorfismo, mas que preservam ainda algumas reliquias, especialmente bandamentos e laminações dadas por leitos com diferentes composições mineralógicas, que podem ser atribuídas a uma gênese vulcanoclástica.

Em algumas amostras, como a do P-631 (Q11), por exemplo, podem ser observados fragmentos de rocha ígnea de granulação mais fina, nas estruturas bandadas, às vezes cortando-as parcialmente, sugerindo terem sido fragmentos piroclásticos.

Em geral são rochas de granulação fina, formadas por leitos essencialmente hornblendíticos alternados com outros com plagioclásio. Comumente ocorrem variações na granulação dos minerais de leito para leito. A composição mineralógica é idêntica à dos metabasitos, ou seja, há predominio de hornblenda, com plagioclásio (oligoclásio-andesina) subordinado, e epidoto, minerais opacos, quartzo, zircão, apatita e tremolita-actinolita como constituintes menores. As feições metamórficas descritas para os anfibólitos e plagioclásios das rochas metavulcanoclásticas foram as mesmas observadas nestes litotipos, mas os plagioclásios tendem a ser relativamente mais sódicos. Nas bordas de delgados veios plagioclásticos, a hornblenda transformou-se em tremolita-actinolita.

Os tipos mais transformados constituem rochas bastante foliadas, com leitos originais muito transpostos e lenticularizados. Nestes, há um aumento do teor em quartzo, bem como, mais raramente, surgem granadas. O plagioclásio original (andesina-labradorita) está parcialmente recristalizado para oligoclásio e tende a distribuir-se preferencialmente nas lentes, juntamente com o quartzo. A granada tem S_1 orientadas em planos não deformados, discordantes da S_2 , indicando serem posteriores ao desenvolvimento da S_1 e prévias às S_2 , mas com crescimento das bordas no final e após o desenvolvimento da S_2 .

d) Anfibolitos metavulcanoclásticos maciços ou foliados

Correspondem a metatufos muito transformados, com aspecto geral de anfibolito com textura decussada, às vezes tendendo a nematoblástica pela sobreposição das deformações.

O aspecto macroscópico destas rochas é bastante peculiar e distinto dos metabasitos, com pequenas manchas de cor mais negra e brilhante, destacando-se visualmente da massa mais fina. Constituem camadas com espessura máxima de poucos metros, intercaladas em típicos metabasitos, corroborando as evidências petrográficas de uma origem vulcanoclástica para estes litotipos.

Os característicos vulcanoclásticos são dados pela presença de "manchas" irregulares, estiradas ou não, de dimensões bastante variadas, alcançando um máximo de poucos milímetros de diâmetro, formadas por um único cristal ou agregados de cristais de hornblenda ou actinolita. Estes apresentam manchas turvas, ricas em inclusões de minerais opacos e quartzo, sendo derivados metamórficos de piroxênios ígneos, com pseudomorfos ripiformes de clinozoisita oriundos de plagioclásios inclusos (originalmente ofíticos). Tais formas fragmentais, dispersas em matriz mais fina, foram atribuídas a antigos fragmentos vulcanoclásticos de rochas básicas metamorficamente transformados.

O plagioclásio, quando não recristalizado em grãos menores, forma cristais pouco maiores com formas ovaladas, possivelmente devidas ao cisalhamento, mas que lembram fragmentos vulcanoclásticos, podendo eventualmente corresponder à contribuições de tufos de cristais.

e) Anfibólio xistos, biotita-anfibólio xistos e anfibólio-biotita xistos

Neste conjunto estão agrupados tipos petrográficos xistosos com anfibólio e/ou biotita.

São também rochas vulcanoclásticas bastante transformadas, identificadas principalmente em testemunhos de sondagem. Em afloramentos, devido ao intemperismo, podem ser facilmente confundidos com metabasitos ou anfibolitos muito tectonizados. A origem vulcanoclástica destes tipos foi evidenciada por constituírem rochas bandadas a laminadas por leitos de diferentes composições mineralógicas, às vezes com leitos de *metachert*, magnetíticos ou cálcio-silicáticos associados. Também ocorrem como leitos com centímetros a metros de espessura intercalados em rochas metavulcânicas típicas.

Os anfibólios dos **anfibólio xistos** têm formas variando de anhédricos a euhédricos, com inclusões de plagioclásio, minerais opacos e clinozoisita e distribuem-se preferencialmente em leitos e bandas alternadas com outros mais ricos em minerais félsicos ou de *metachert*. Formam agregados com os cristais fraturados e recristalizados em grãos menores. São hornblendas comuns com a seguinte fórmula pleocróica: $x =$ verde amarelado, $y =$ verde-oliva e $z =$ verde-escuro.

O plagioclásio tende a organizar-se em grãos formando textura em mosaico, com finos cristais de

hornblenda entre eles, e às vezes epidoto, que pode ser relativamente abundante, bem como a clorita e o quartzo. Os plagioclásios mais antigos, provavelmente em parte originais, são labradorita-bytownita, com porções recristalizadas para andesina-oligoclásio.

Os acessórios são os mesmos das rochas metabásicas, como titanita, apatita, minerais opacos, zircão, clorita e sulfetos.

Em algumas amostras foram também verificadas granada parcialmente cloritizada, biotita e cummingtonita, que eventualmente poderiam indicar, tal qual para os metabasitos, alterações hidrotermais singenéticas.

A forte orientação dos anfibólios, que confere à rocha textura grano-nematoblástica ou nematoblástica, comumente desenha dobras intrafoliais ou arcos poligonais. A hornblenda freqüentemente está recristalizada segundo os planos da S_2 .

Os anfibólio xistos estão intimamente associados com biotita-hornblenda xistos e hornblenda-biotita xistos, para os quais gradam.

Os **biotita-hornblenda xistos** são muito semelhantes aos anteriores, mas têm biotita como constituinte menor a principal, distribuída preferencialmente em lâminas alternadas com outras essencialmente hornblendíticas ou ricas em minerais fêlsicos. Transformações de hornblenda para biotita também são comuns.

O anfibólio é a hornblenda comum, idêntica às anteriores, mas às vezes tem núcleos pardos.

O plagioclásio em geral é granular e tem composição de oligoclásio ou andesina.

O quartzo está quase sempre presente nestas rochas, muito freqüentemente em porcentagens superiores a 10-15% do volume e, geralmente, está associado aos plagioclásios. Pode também constituir delgados leitos de *metachert*.

A biotita está dobrada e cortada por nova foliação (S_2), na qual desenvolve-se também biotita nova, intersectando as mais antigas.

Ocorrem também alguns agregados maiores formados principalmente por hornblenda, minerais opacos, plagioclásio e biotita, cujas formas sugerem terem sido fragmentos vulcanoclásticos recristalizados.

Os acessórios, principalmente titanita, apatita, turmalina, leucóxênio, sulfetos, epidoto, carbonatos, zircão, muscovita, sericita e minerais opacos tendem a se concentrar nos leitos micáceos. Os minerais opacos podem ser relativamente mais abundantes, bem como a clorita magnesiânica, que, em alguns casos, pode ser um constituinte menor importante, em detrimento da biotita. Pequenas lentes de epidoto de granulação muito fina também foram verificadas.

A clorita concentra-se junto à biotita, da qual pode ter derivado retrometamorficamente, bem como ao anfibólio, neste caso em associação com biotita e epidoto.

Sericita e muscovita associam-se, quando existentes, ao epidoto em leitos bem definidos.

A turmalina pode ser relativamente freqüente e ter núcleos com composição mais dravítica e bordas mais schorlíticas.

Os **anfíblio-biotita xistos** são idênticos aos anteriores, mas há predominio da biotita sobre os anfibólios. Ressalta-se ainda o seguinte:

Os minerais opacos são relativamente mais abundantes (incluindo magnetita e sulfetos) e estão concentrados em lâminas paralelas à foliação principal e às vezes reorientados nos planos de crenulação. Granada é mais freqüente, podendo alcançar até 10% do volume da rocha. A hornblenda, mais rara que nos litotipos anteriores, tem as bordas substituídas por cummingtonita, e a turmalina, que forma disseminações orientadas segundo

a foliação, tem às vezes cores violeta ou azul.

Em alguns afloramentos, podem estar presentes também a muscovita e a clorita em proporções relativamente elevadas, o que, em função do excesso de quartzo presente (35% do volume), sugere origem a partir de vulcanoclásticas ácidas a intermediárias, ou, alternativamente, misturas com pelitos.

Nestas rochas, a granada forma porfiroblastos girados na S_2 , com quartzo nas sombras de pressão. Schorlita e minerais opacos estão subordinados. A presença de leitos magnetíticos e de quartzitos ferruginosos (*metachert*) derivados de precipitação química, são também comuns.

Este conjunto de rochas com variadas composições mineralógicas refletem diferentes graus de mistura de antigos tufos de composição básica até intermediária com pelitos, em parte afetados por alterações hidrotermais-metassomáticas previamente ao desenvolvimento do metamorfismo. Localmente houve significativa contribuição de precipitados químicos silicosos (*metacherts*), ferruginosos (formando as lâminas ricas em magnetita), sulfetados e ricos em boro (formando os leitos turmaliníticos).

As contribuições de precipitados carbonáticos, de menor importância nestas rochas, podem ter sido muito significativas nas fácies mais distais ou de topo, como será visto no próximo conjunto.

f) Metatufos básicos com contribuição de sedimentos carbonáticos

Quando situadas nas proximidades dos corpos de rochas cálcio-silicáticas, as rochas metavulcanoclásticas podem ter contribuição destes sedimentos químicos, gerando tipos mistos.

São rochas de granulação fina, estrutura laminada, bandada ou maciça, comumente com leitos lenticulares de diferentes composições e textura grano-nematoblástica, nematoblástica ou decussada.

A hornblenda (geralmente magnésio-hastingsita) está concentrada em lâminas praticamente monominerálicas, alternadas com outras ricas em diopsídio, com epidoto entre os grãos, que por sua vez pode definir lâminas dentro das lâminas. O contato entre as diferentes bandas pode ser gradual ou brusco. Em algumas amostras o anfibólio pôde ser opticamente caracterizado como ferro-hastingsita. Estes leitos podem estar dobrados, totalmente transpostos e recristalizados. A superfície dobrada é uma foliação metamórfica anterior (S_1). Finos cristais de hornblenda, menos pleocróicos que os mais grossos, cristalizados sobre os anfibólios mais antigos e principalmente sobre o diopsídio são comuns.

Como constituintes menores, tem-se quartzo, plagioclásio e microclina, distribuídos por todos os leitos em diferentes proporções, mas com tendências de concentrarem-se preferencialmente em leitos individualizados.

A titanita, quando existente, está estirada na foliação S_2 e a clinozoisita formou-se essencialmente por retrometamorfismo do diopsídio, em paragênese com plagioclásio e carbonatos segundo:

O plagioclásio freqüentemente não está geminado, mas pode ter geminação periclina ou polissintética. Tem composição variável de labradorita-bytownita a andesina-oligoclásio, estando os tipos mais sódicos distribuídos preferencialmente nos leitos ricos em clinozoisita. A labradorita-bytownita, em geral, constitui núcleos (normalmente geminados) de cristais capeados por plagioclásio, geminado ou não, e com menor índice de refração, com composição variando entre oligoclásio-andesina.

O diopsídio cristalizou-se a partir do anfibólio, que resta nele incluso como manchas irregulares, pequenos cristais euhédricos ou granulares, com abundantes inclusões de minerais opacos. Em outros casos, como na amostra SI-962 (I11), o diopsídio ocorre como núcleos mal preservados inclusos nos anfibólios, indicando eventos retrometamórficos mais intensos.

O epidoto também se formou a partir dos anfibólios, neste caso restando da transformação metamórfica finos cristais de titanita.

Minerais opacos ocorrem como inclusões nos anfibólios e nos clinopiroxênios, ou ocupam espaços intergranulares. Alguns estão totalmente transformados em leucóxênio.

As texturas vulcanoclásticas melhor preservadas são definidas por pequenos agregados com aspecto de fragmentos, constituídos por anfibólio e plagioclásio mais ou menos intensamente recrystalizados, dispostos nos leitos mais máficos.

Na amostra do P-2541 (O12), o anfibólio é, essencialmente, actinolita parcialmente transformada em tremolita, que envolve os núcleos do anfibólio, mais rico em ferro, e tem formas euhédricas, desenvolvidas após o término das deformações que geraram a S₂.

Outro tipo encontrado é formado por rochas que parecem representar uma gradação entre as meta-vulcanoclásticas com contribuição de sedimentos carbonáticos e os tufos finos, atuais clorita xistos, ou os metatufos pouco mais grossos.

São rochas maciças ou bandadas, com granulação muito fina e textura porfiroblástica dada por cristais alongados de actinolita. Estes são euhédricos, têm manchas escuras e núcleos poiquiloblásticos, e bordas incolores de tremolita. Entre os prismas ocorrem clorita, pequenos grãos de plagioclásio não geminado (provavelmente oligoclásio) e epidoto (clinozoisita?) muito fino.

Os minerais opacos são relativamente abundantes e estão como finos grãos ocupando espaços entre os demais minerais ou inclusos nos anfibólios e na clorita.

g) Clorita xistos

Estas rochas foram consideradas como de origem vulcanoclástica por associarem-se às rochas tipicamente metavulcanoclásticas, nas porções interpretadas como mais distais dos antigos centros vulcânicos. São, portanto, tufos de granulação muito fina, se de origem piroclástica, ou argilas vulcânicas, se epiclásticas, metamorfisados, conforme Fisher (1961; 1966) e Lajoie (1979). Algumas destas rochas encaixam formações ferríferas, como nos arredores do local (H22), por exemplo. Nestas formações ferríferas a granada é um constituinte importante, grunerita é um acessório, quartzo ocorre em menor quantidade e stilpnomelano, retrometamórfico, complementa a mineralogia. Muscovita ocorre, em geral, nas bordas de veios limoníticos com estrutura coloidal, em arranjos tendendo a radiado.

Os clorita xistos são formados por finos grãos de clorita em arranjo lepidoblástico, com estrutura maciça ou com incipiente laminação dada pela presença de leitos pobremente definidos com micas incolores, sericiticas. A sericita também associa-se subordinadamente à clorita em toda a rocha. Biotita alterada está sempre presente em pequenas proporções.

A clorita está representada pela penninita, com a cor anômala *Berlin Blue*. Pode estar parcialmente alterada por processos intempéricos.

O quartzo está subordinado. Constitui grãos isolados um pouco mais grossos, muito deformados e às vezes parcialmente dissolvidos nas bordas paralelas aos planos da foliação S_2 . Alinham-se obliquamente à foliação S_2 , sugerindo representar uma superfície anterior transposta.

Os minerais opacos são relativamente abundantes e podem constituir cristais prismáticos a aciculares, ou esqueléticos, comumente corroídos, ou agregados granulares, com foliação amoldando-se ao redor.

Finíssimos e raros cristais de epidoto distribuem-se pela lâmina. Alguns um pouco mais grossos estão totalmente envolvidos por delgada camada de quartzo.

Granada e, possivelmente, cordierita podem estar presentes, como na amostra F-358-R do P-1992 (J22) que, em afloramento, tem intercalações de *metachert* ferruginoso com sagenita.

Os clorita xistos gradam para metapelitos, enriquecendo-se em muscovita, biotita e quartzo, sendo um exemplo desta transição a amostra F-1090-R do P-302 (P12).

Afloramentos de blocos rolados indicam a presença de clorita xistos junto a formações feríferas do P-2905 (P10). A amostra TG-2905, proveniente deste afloramento, tem clorita, também do tipo penninita, de cor verde-clara a incolor, com cor de interferência cinza esverdeada, e minerais opacos com formas lamelares associados e inclusos, e, em casos, juntamente com rutilo, concentrados em pequenas massas. Subordinadamente ocorre flogopita de cor amarela a incolor, formando porfiroblastos dobrados e transpostos pela S_2 . Alguns cristais são avermelhados, sugerindo enriquecimento em titânio. Turmalinas verde-escuras (*schorlita*), em pequenas quantidades, quase sempre euhédricas e com toda borda ou parte dela rica em inclusões, completam os componentes minerais da rocha.

Em alguns casos, como na amostra B-525N-1800E (D25), o quartzo é bastante abundante (até 50% do volume) e a clorita ocorre como microporfiroblastos, pelo menos em parte derivados pela transformação de anfíbios preexistentes.

Este mesmo aspecto foi observado nas rochas PJ-57-R e PI-57A-R (H22), onde o quartzo alcança 55% do volume da rocha e está distribuído em leitos, filetes, agregados ou em fino arranjo grano-lepidoblástico com clorita. Pseudomorfos de limonita derivados de porfiroblastos poiquiloblásticos de granada envolvidos por clorita e biotita são comuns, assim como grãos mais finos e em menor quantidade, euhédricos, de magnetita. Os pseudomorfos segundo anfíbio constituem-se em agregados radiados, silicificados e/ou cloritizados, representando possivelmente antigos cristais de cummingtonita ou actinolita.

Na amostra PSD-1185-A do P-1185 (U8), de rocha associada a metatufos básicos, observou-se clorita, com pequena proporção de biotita, muscovita, epidoto, turmalina e plagioclásio.

Estas rochas podem representar rochas vulcanoclásticas de granulação fina, parcialmente alteradas hidrotermalmente e silicificados.

h) Metatufitos

São os principais constituintes da unidade litoestratigráfica de metassedimentos tufíticos.

Os litotipos não afloram sob a forma de rocha fresca, existindo raros afloramentos com núcleos menos intemperizados. Também foram reconhecidos em testemunhos de sondagens, associados aos litotipos descritos no subitem e.

Em campo constituem rochas de granulação muito fina, fortemente laminadas ou bandadas por leitos de diferentes composições mineralógicas.

De modo geral, têm leitos formados essencialmente por actinolita, com texturas incluindo fragmentos vulcanoclásticos estirados e recristalizados, e com porfiroblastos ovalados pequenos de clinozoisita com carbonatos associados, que sugerem antigas amígdalas, alternados com leitos quartzosos, epidotíticos, micáceos e ricos em plagioclásios, estes mais frequentes. Alguns dos porfiroblastos de clinozoisita recordam pequenos fragmentos hialoclásticos.

Em amostras de testemunhos de sondagem de Tapera Grande - (Q11) e (Q12), estas rochas mostraram-se constituídas essencialmente por biotita, com hornblenda, plagioclásio, granada e minerais opacos subordinados. Cummingtonita ocorre, por vezes, nas bordas da hornblenda.

Em geral são muito ricos em minerais opacos e turmalina e podem apresentar pequenas lentes pouco espessas de agregados de quartzo, muito provavelmente derivados de antigos *cherts*.

Estas rochas podem, muito comumente, apresentar contribuição de carbonatos, ocasionando o surgimento de porfiroblastos poiquiloblásticos alongados de epidoto (até 30% do volume da rocha), desenvolvidos após a S_2 e antes da crenulação, que lhes recristaliza as bordas. Núcleos mais escuros de epidoto são bastante comuns, bem como finas inclusões de minerais opacos.

A biotita é verde-clara a amarela clara, tendendo a flogopita, e está deformada e recristalizada pela crenulação. O quartzo forma grãos isolados, com plagioclásio muito fino associado. Turmalinas finas, apatita, zircão e carbonatos ocorrem como minerais acidentais.

Em meio a estas rochas, ao redor do local (H22), foram encontrados blocos de plagioclásio quartzito (Q-780N-330E), de origem incerta. Alguns têm cerca de 50% de quartzo e 30 - 35% de albita em arranjo granoblástico interlobado fino com sericita, clorita, minerais opacos, turmalina, zircão, epidoto e rutilo (?) disseminados pela rocha. Venulações de quartzo granoblástico pouco mais grossas foram também verificadas.

A amostra H-28(C)-R/02, de outros blocos, têm um pouco mais de quartzo, abundante bytownita, quase que totalmente transformada em alofana, além de cummingtonita, hornblenda e epidoto subordinados, e minerais opacos, clorita e cordierita (?) como minerais presentes em pequenas quantidades.

Em um dos cortes do oleoduto (J21), foram encontrados blocos rolados de quartzitos (F-1499-R) aparentemente relacionados aos litotipos anteriores e/ou aos metatufos. Estas rochas têm mais de 85% em volume de quartzo, com epidoto anhédrico subordinado e cristais com formas esfiapadas de clorita, originados essencialmente pelo retrometamorfismo de biotita, e com flogopita associada, ocupando espaços entre os grãos. Granada está presente sob a forma de grãos isolados ou formando pequenos agregados. Minerais opacos finos parcialmente leucogenizados, titanita, zircão e muscovita são os demais minerais constituintes, presentes em pequenas quantidades.

Estas rochas, ricas em quartzo, gradam rapidamente para outras onde predominam cristais granulares de epidoto que, em função da granulação e da mineralogia, foram interpretadas como tufos finos, de composição dacítica, às vezes básica, hidrotermalizados e metamorfisados.

A gradação dos metatufos para metapelitos com contribuição pelítica foi também constatada, especialmente através do enriquecimento em sericita e pela redução da quantidade de clorita, que gradativamente desaparece em direção aos metapelitos.

Rochas desta fácies transicional, em secções delgadas, são formadas por uma mistura de clorita e sericita em diferentes proporções, concentradas em lâminas ou bandas, com as quais alternam-se outras mais ricas em quartzo. Minerais opacos finos ou como pequenos porfiroblastos que incluem a S_1 paralela são comuns e às vezes apresentam recristalizações posteriores à S_2 . Granada pode ocorrer como porfiroblastos parcialmente trans-

formados em clorita, além de outros porfiroblastos, alterados, não identificados. Como minerais acidentais ocorrem principalmente rutilo, turmalina, plagioclásio, carbonato e biotita, esta especialmente nos tipos mais cloríticos. Hidróxidos de ferro são de presença constante, devido à alteração intempérica da clorita, granada e minerais opacos.

O incremento dos componentes terrígenos também fazem com que a biotita e/ou quartzo tenham seus teores aumentados relativamente. Nestes casos, a estauroлита e a sillimanita podem estar presentes, como nas amostras SI-1610 e SI-1634, dos afloramentos do P-1610 (G14) e P-1634 (H13). Nestas rochas, a hornblenda, a clorita e o epidoto tendem a desaparecer e o plagioclásio torna-se mais abundante.

i) Metavulcanoclásticas de composições intermediárias

No conjunto das rochas descritas no próximo subitem (1.1.5) incluem-se, certamente, rochas de origem vulcanoclástica que, muito provavelmente, até predominam sobre as vulcânicas/subvulcânicas. A dificuldade em separar os litotipos intermediários de diferentes origens reside no fato de que as texturas primárias, em geral, estão mal preservadas. Desta forma, neste conjunto serão descritos apenas alguns dos litotipos mais típicos, com as descrições dos demais incluídas no conjunto das rochas com composição intermediária a ácida.

Um dos litotipos, verificado como intercalações nos metabasitos, como no P-2938 (G20), encontra-se muito transposto e transformado. Tem composição intermediária a básica e em amostras de mão tem característicos quartzos azuis ovalados (*blue eyes*).

Petrograficamente tem em sua composição plagioclásio predominante não geminado, provavelmente oligoclásio. Os grãos estão muito estirados e recristalizados em grãos menores, formando estruturas ovaladas (fragmentos vulcanoclásticos recristalizados?) ou fenocristais (fenoclastos?). Subordinadamente tem-se hornblenda e quartzo. A hornblenda é fina e, juntamente com o epidoto, concentra-se em partes da lâmina, com quartzo e plagioclásio entre os grãos, e o quartzo forma grandes cristais xenomórficos que, pelo menos em parte, podem ser devidos a silicificações pré-metamórficas.

Os minerais opacos (principalmente pirita, calcopirita e magnetita) são abundantes e formam agregados e disseminações em planos paralelos à foliação.

Epidoto ocorre entre os anfibólios e tende a concentrar-se em lâminas. Geralmente é fino e anhédrico, mas também forma cristais pouco maiores, euhédricos. Clorita é um acessório freqüente, bem como apatita.

Outro litotipo está representado por plagioclásio-biotita xistos, como aqueles verificados no P-290 (Q11), onde constituem camadas relativamente espessas, ou que ocorrem como intercalações em biotita-hornblenda xistos, por vezes formando leitos com menos de 1 cm de espessura.

Estas rochas, de composição andesítica a dacítica, chegam a ter mais de 40% em volume de oligoclásio-andesina. Têm estrutura bandada dada por leitos mais ricos em micas ou quartzo-feldspáticos. O plagioclásio, juntamente com quartzo, forma um arranjo granoblástico, com biotita fina, bem orientada, disposta entre os grãos.

Porfiroblastos subhédricos de granada parcialmente alterados para biotita e/ou clorita, com epidoto associado em fraturas, são comuns.

Como acessórios ocorrem ainda clorita, turmalina, minerais opacos, titanita, apatita, epidoto e carbonatos.

Algumas das rochas metavulcanoclásticas, petrograficamente e espacialmente relacionadas aos pla-

gioclásio-biotita xistos, apresentam-se com cordierita, além de sillimanita e cianita, indicando um enriquecimento em Al_2O_3 , provavelmente relacionado aos mesmos processos de alteração hidrotermal que afetaram os metabasitos e outras rochas. Nestas, a biotita marrom ou marrom amarelada passa para esverdeada quando recristalizada na S_2 , e concentra-se em leitos delgados, atingindo mais de 60% do volume deles, juntamente com minerais opacos. Tem abundantes inclusões de zircão, muito freqüentemente de fibrolita e está parcialmente cloritizada.

Sillimanita fibrosa também ocorre em grãos isolados ou é do tipo prismático, mas com formas corroídas preservadas em massas de alofana, da alteração de plagioclásio. A sillimanita é de cristalização prévia ao desenvolvimento da S_2 e, mais raramente, ocorrem cristais isolados corroídos de cianita e andaluzita (que ocorrem, às vezes, associadas em um mesmo litotipo), que mais comumente constitui núcleos preservados na sillimanita delas derivadas. Comumente as fibrolitas cristalizaram-se sobre cristais preexistentes de cordierita.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio-andesina, está estirado nos planos da foliação e quase sempre geminado. O quartzo deformado e recristalizado está associado, em algumas amostras, com cristais de, muito provavelmente, ortoclásio.

Estauroлита pode ser abundante e comumente tem as bordas parcialmente transformadas em cianita ou andaluzita.

A cordierita forma grandes cristais poiquiloblásticos, com até 1 cm de comprimento, ricos em inclusões de zircão, minerais opacos, biotita, fibrolita e mais raramente de turmalina. A orientação preservada pelas inclusões é a S_1 . Encontra-se comumente pinitizada, cloritizada e às vezes argilizada.

Os minerais opacos são euhédricos e podem estar envolvidos por quartzo ou ocorrer como pequenas inclusões nos demais minerais, juntamente com plagioclásio.

Apatita, quando ocorre, é relativamente grossa e a turmalina é verde-escura, quase sempre euhédrica, com cores mais fortes e distintas das schorlitas verificadas nos metapelitos.

Um outro tipo petrográfico semelhante, verificado em associação ao anterior, não tem sillimanita, cianita ou cordierita, mas tem, por sua vez, plagioclásio (oligoclásio) em maior abundância, bem como minerais opacos e porfiroblastos poiquiloblásticos de epidoto.

1.1.5 Rochas de composições intermediárias a ácidas

Estes litotipos podem ter, essencialmente, origem metavulcanoclástica ou, ainda, representar antigas lavas ou intrusivas subvulcânicas, já que não existem mais texturas primárias.

Os eventos de cristalização dos minerais durante os metamorfismos e suas relações com as foliações estão esquematizados na FIGURA 76.

O litotipo mais comum ocorre como corpos de formas lenticulares situados nos topos de derrames básicos ou pequenas lentes intercaladas em xistos, com texturas e estruturas gnáissicas ou textura nematogranoblástica.

São rochas maciças ou bandadas a laminadas, devido principalmente à concentração de anfibólios e plagioclásio em leitos preferenciais. Às vezes, estes minerais formam agregados lenticulares. Há sempre predomínio de feldspato sobre o anfibólio e a granulação é fina a média. Pode-se notar nestes leitos que uma foliação metamórfica foi transposta e sofreu, ainda, outras deformações mais tardias.

O plagioclásio, em geral, tem composição de oligoclásio-andesina, podendo também ser albita-oligoclásio. Os cristais têm formas subhédricas, estão bastante quebrados, dobrados, reequilibrados parcialmente em

grãos menores e, às vezes, estão saussuritizados ou sericitizados. Alguns cristais maiores podem apresentar textura *mortar* pouco desenvolvida. A geminação mais freqüente é do tipo Carlsbad, mas geminações polissintética e da periclina são comuns. Alguns cristais maiores, com formas tabulares ou aproximadamente quadradas, sugerem ser relíquias de minerais ígneos ou vulcanoclásticos. Os tipos mais sódicos são essencialmente retrometamórficos.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF		ANF		XV (ANF)		XV	
ACTINOLITA					---			
HORNBLENDA 1								
HORNBLENDA 2			---					
HORNBLENDA 3					---			
ALBITA					---			
OLIGOCLÁSIO			---					
OLIGOCLÁSIO/ANDESINA		---	---					
BIOTITA	---	---	---	---	---			
CLORITA					---			
CLINOZOISITA					---			
EPÍDOTO	---							
GRANADA 1	---	---						
GRANADA 2			---					
QUARTZO								
OPACOS					---			
LEUCOXÊNIO					---			
TITANITA			---		---			
TURMALINA	---		---	---	---			
ZIRCÃO	---		---					
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3		S4	

FIGURA 76 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas de composições intermediária a ácida da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

A hornblenda mais freqüente tem cor verde, é anhédrica, geralmente poiquiloblástica, tem bordas esfiapadas e os grãos estão bem orientados, estirados na foliação e concentrados em lâminas ou bandas. Às vezes, os cristais estão dobrados e formam arcos poligonais. Tem fórmula pleocróica de x = verde amarelado, y = verde-oliva e z = verde-escuro. Em alguns casos pode ser parda a verde azulada, com pleocroísmo de x = verde amarelado, y = verde azulado e z = castanho esverdeado. Recristalizações em grãos menores são freqüentes, bem como a sua transformação em clorita. As inclusões são principalmente de quartzo e minerais opacos e subordinadamente de anfibólios e granada.

Uma outra geração de anfibólios está representada por grãos menores de hornblenda, com pleocroísmo mais fraco que o das mais antigas. Estas distribuem-se nas bordas dos cristais maiores. Comumente notou-se hornblenda transformada para biotita e esta, para clorita. O anfibólio pode também estar parcialmente epidotizado ou cloritizado.

Subordinadamente ocorrem:

Quartzo sob a forma de grãos anhédricos deformados, constituindo agregados ou não e concentrados em leitos preferenciais. Foram também observadas vênulas deformadas de quartzo com sulfetos e turmalinas que, eventualmente, poderiam representar atividades hidrotermais singenéticas. Pode também preencher as fraturas de cristais ripiformes cataclásados de plagioclásio.

Granada disseminada em bandas ou constituindo agregados, às vezes está incluída em anfibólios, aos quais se associa, juntamente com minerais opacos. Está parcialmente cloritizada nas bordas e fraturas, às vezes quase que totalmente.

Biotita castanha escura, de granulação fina, às vezes tendendo a distribuir-se em leitos preferenciais

paralelos ou como "manchas" onde é um constituinte importante. Pode estar parcialmente cloritizada, ser derivada dos anfibólios e estar em paragênese com epidoto. Nas rochas ricas em biotita e epidoto é muito freqüente o aparecimento de actinolita nas bordas dos cristais de hornblenda. Estas texturas são especialmente notáveis nas proximidades de metatufos de composição básica.

Os minerais opacos estão disseminados, concentrando-se às vezes em determinados leitos, e englobados por diversos minerais, indicando origem prévia à blastese metamórfica (FOTO 58). Magnetita, sulfetos e ilmenita puderam ser identificados. Dentre os sulfetos predomina a pirrotita, com calcopirita e pirita associadas em pequenos grãos. Geralmente têm associados granada e turmalina. Leucoxênio é produto de alteração de minerais opacos.

A turmalina é verde-escura, parda ou azulada e tem abundantes inclusões de minerais opacos e quartzo. Tem distribuição semelhante à dos minerais opacos, sugerindo antigas orientações paralelas a S_0 , às vezes dobradas, provavelmente sendo sua gênese devida a processos exalativos vulcanogênicos. Pode excepcionalmente constituir mais de 10% do volume da rocha.

Clinozoisita está localizada preferencialmente nas bordas dos anfibólios, e epidoto, associado aos máficos e minerais opacos, apresenta texturas indicativas de geração retrometamórfica. Às vezes têm núcleos de allanita.

Zircões finos estão geralmente inclusos nos anfibólios, bem como titanita. Esta também forma agregados de finos cristais.

Apatita forma finos cristais aciculares ou granulares dispersos, localmente concentrados junto aos anfibólios que estão em contato com plagioclásio e minerais do grupo do epidoto.

FOTO 58 - Aspecto de uma porção mais máfica das rochas metaintermediárias do testemunho de sondagem SRT-1 (Q12), com os anfibólios poiquiloblásticos orientados, incluindo disseminações pré-metamórficas de minerais opacos. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Calcita, com minerais opacos e turmalina associados, foi identificada como mineral esporádico em amostras de furos de sondagem, salpicando os plagioclásios ou intersticial. Em amostras do furo SRT-10 (P11), entretanto, os carbonatos são abundantes e estão distribuídos preferencialmente em leitos, como agregados lenticulares. Podem também preencher fraturas. Nesta situação, os minerais máficos existentes nas proximidades apresentam-se fortemente transformados em biotita, indicando que os fluidos foram ricos não só em carbonatos, como em potássio também.

Petrograficamente estes litotipos foram classificados predominantemente como hornblenda gnaiss tonalítico, quartzo diorito gnáissico, biotita-hornblenda gnaiss ou hornblenda-biotita gnaiss, refletindo a antiga composição dacítica a quartzo andesítica da rocha vulcânica ou vulcanoclástica original.

Também ocorrem como lentes intercaladas nos xistos sobrepostos aos derrames. As rochas destes corpos são formadas essencialmente por muscovita (e sericita), quartzo e plagioclásio, com biotita, granada, feldspato potássico, epidoto e clorita subordinados. Apresentam-se com nítida foliação milonítica superposta à xistosidade prévia, talvez devido ao fato destes corpos situarem-se nas proximidades do contato leste do *stock* Pau Pedra.

A muscovita, a biotita e a clorita estão associadas e concentradas em lâminas, com o primeiro mineral formando alguns cristais maiores. A clorita (penninita) formou-se a partir da biotita.

Os plagioclásios são oligoclásio-andesina, concentram-se em leitos e estão intensamente saussuritizados. Alguns formam porfiroclastos (antigos fenocristais?) e podem ser antipertíticos nas bordas.

O feldspato potássico está também alterado para sericita e constitui porfiroclastos, tal qual os plagioclásios. Alguns podem ser pertíticos e foram identificados como ortoclásio. Mirmequitas ocorrem subordinadamente.

A granada está bastante estirada estando parcialmente transformada em biotita, com clorita e epidoto subordinados.

O quartzo concentra-se em lentes e manchas irregulares, estiradas e recrystalizadas, tendendo a um rearranjo de equilíbrio.

Como minerais acidentais foram reconhecidos minerais opacos, zircões e apatita.

Esta rocha, tal qual as anteriores, representa antigas vulcânicas ou vulcanoclásticas, mas um pouco mais diferenciadas, com composição dacítica.

Rochas de composição tendendo a ácida (possíveis metariolitos) foram identificadas em poucos afloramentos.

O primeiro deles, o P-2640 (J12) é constituído por blocos rolados de rocha de granulação fina, composição granítica, com estruturas bandadas ou laminadas, sempre bastante foliada.

Microscopicamente é maciça, com textura granoblástica, inequigranular, com dois conjuntos de granulometrias, um ao redor de 0,1 mm e outro entre 0,3 - 0,4 mm. É formada essencialmente por feldspatos potássicos, quartzo e plagioclásio, com minerais opacos, biotita, zircão, apatita e sillimanita subordinados.

Os feldspatos potássicos estão representados por pertitas finas e tipos não pertíticos, sempre com microclina nas bordas.

O quartzo geralmente constitui grãos menores com formas arredondadas, e distribui-se junto ao plagioclásio (oligoclásio Ab₇₂An₂₈) ou aos outros feldspatos.

Os minerais opacos são finos, distribuem-se preferencialmente em espaços intergranulares, ou como

inclusões nos demais minerais. Em parte são sulfetos.

A biotita é muito fina, de cor marrom e tem sillimanita fibrosa associada, cristalizada a partir dela, com liberação de minerais opacos. Zircão é um constituinte raro.

Não foram encontradas relíquias de texturas que indicassem a origem da rocha. A interpretação de que se trate de um metariolito é devida às estruturas e à granulação, além da composição mineralógica.

No P-352 (T11) ocorrem rochas muito possivelmente derivadas de vulcânicas/vulcanoclásticas de composição ácida, totalmente transformadas. Restam atualmente apenas muscovitas e sericitas, que constituem a maior parte da rocha, e quartzo. As micas estão bastante orientadas e o quartzo forma agregados granoblásticos recristalizados, com extinção ondulante fraca.

No P-89 (N11) ocorrem metabasitos de aspecto brechado que gradam para rochas metaintermediárias de aspecto xistoso, com abundantes cristais de plagioclásio, além de anfibólios, biotita e sulfetos associados, aparentando rochas metavulcanoclásticas. Na continuidade do afloramento, a biotita torna-se mais abundante e surge feldspato potássico. Ocorre, ainda, microclina (30 - 35% em volume), biotita, hornblenda, oligoclásio e quartzo, além de titanita, apatita, minerais opacos, allanita e epidoto.

A composição é riolítica, mas não se descarta a possibilidade da origem vulcanoclástica para estas rochas.

No P-2046 (H17) aflora pequena camada, com cerca de 40 cm de espessura, de rocha quartzo-feldspática de granulação fina, intercalada nos metapelitos.

Ao microscópio predomina o quartzo, seguido por plagioclásio, hornblenda, granada e biotita. O quartzo e o plagioclásio constituem agregados granoblásticos, com porfiroblastos poiquiloblásticos de granada, além de anfibólio e de biotita parcialmente transformada em clorita. As micas concentram-se em bandas.

Em pequena porcentagem tem-se ainda titanita, apatita, muscovita, minerais opacos e epidoto.

1.1.6 Metacherts e quartzo de veios

Estando a grande maioria dos veios de quartzo deformados e metamorfisados e os antigos *cherts* recristalizados e com freqüentes remobilizações hidrotermais na forma de veios de quartzo secundários, também deformados, muitas vezes foi difícil a distinção entre os dois litotipos. Por esta razão, uma série de amostras das rochas de quartzo foram analisadas petrograficamente.

a) Metacherts

Foram encontrados basicamente em três situações geológicas:

- como extensas camadas delgadas intercaladas nas rochas metavulcanoclásticas e nos metassedimentos tuífticos, estando as ocorrências mais espessas situadas no topo da unidade metavulcanoclástica do local Tapera Grande (Q12)
- como leitos e bandas componentes das formações ferríferas
- como delgados leitos distribuídos esporadicamente nos metapelitos

Os *metacherts* do primeiro tipo formam, em geral, camadas com 0,1 a 35 cm de espessura, intercaladas nos metatufos. As camadas mais espessas ocorrem no topo das camadas das rochas metavulcanoclásticas

(ou nas suas proximidades) ou nas suas fácies mais proximais (definidas pela presença de rochas de composição intermediária e fragmentos vulcanoclásticos mais grossos) e indicam zonas e períodos de maior intensidade do hidrotermalismo ocorridos no final e após os eventos vulcânicos/vulcanoclásticos. Estes *metacherts* ocorrem também mais raramente, como delgadas intercalações nas rochas cálcio-silicáticas que se superpõem estratigraficamente às metavulcanoclásticas.

São constituídos essencialmente por quartzo, perfazendo, às vezes, praticamente 100% do volume da rocha, com minerais opacos, turmalina e clorita acessórios. Turmalina pode ser um constituinte menor e, muitas vezes, formam-se leitos de turmalinito, que caracteristicamente são associados a estes litotipos.

O quartzo mostra-se bastante inequigranular, com faixas e áreas com granulação mais fina, onde geralmente se concentram turmalina e minerais opacos. Está bastante deformado, com extinção fortemente ondulante, muitas vezes orientado segundo uma ou mais foliações metamórficas. Tem contatos serrilhados, irregulares ou lobados e está freqüentemente recrystalizado em grãos menores. Às vezes tem arranjo granoblástico em mosaico.

Inclusões fluidas de pequenas dimensões, com líquido_{H₂O}+vapor+líquido_{CO₂} e vapor+líquido_{H₂O}+sólido foram verificadas em quase todas as amostras. As fases sólidas de muitas destas inclusões são, provavelmente, de carbonatos. Em partes substanciais das amostras pôde-se observar que as inclusões fluidas foram deformadas pelo metamorfismo e perderam as fases fluidas e outras estão alinhadas em antigas fraturas.

Inclusões sólidas de carbonato, turmalina acicular ou granular e apatita são freqüentes, bem como outras finíssimas de minerais opacos.

A cristalização metamórfica do *chert* levou à purificação do quartzo pela expulsão de impurezas minerais que, agora, distribuem-se como finíssima "poeira" entre e nas bordas dos grãos, incluindo, muitas vezes, limonitas geradas pelos processos intempéricos. Todavia, minerais opacos com granulação mais grossa também ocorrem, associados e concentrados em leitos turmaliniticos, ocupando os espaços intergranulares.

As turmalinas são schorlitas, comumente zonadas, às vezes com partes dravíticas, bastante dobradas e redobradas, fraturadas e recrystalizadas, com relações texturais com as foliações tectônicas que permitem relacioná-las como pré-S₁, sin-S₁, sin-S₂ e, não raramente, com recrystalização posterior à S₂, ou como veios remobilizados e deformados. Freqüentemente os cristais têm formas de dissolução englobadas por turmalinas de blastese posterior. Têm abundantes inclusões de finos minerais opacos, quartzo e, mais raramente, de apatita.

Clorita (penninita) está comumente associada a estes leitos, constituindo pequenas plaquetas deformadas, com minerais opacos associados. Pode também formar pequenos aglomerados ou estar nos núcleos de turmalinas, sobre as quais o ciclossilicato formou-se, provavelmente no início do metamorfismo.

Limonita e óxidos hidratados de ferro são produto de intemperismo de sulfetos e minerais opacos e muitas vezes preenchem fraturas ou formam veios irregulares. Pseudomorfos de prismas hexagonais curtos, biterminados em pirâmide, foram observados na amostra IT-13(1)2 do P-152 (Q12).

Com o aumento da porcentagem de turmalina (até 20% em volume), os minerais opacos (e limonitas) tornam-se abundantes (até 5%) e surge também granada. Na amostra IT-5 do P-152 (Q12) pôde ser verificada a presença de biotita nas bordas de cloritas, bem como piritas parcialmente limonitizadas, alguns cristais de cianita e goethita intempérica. Estas rochas têm aspecto macroscópico "brechado", devido às intensas recrystalizações e remobilizações dos minerais e petrograficamente são muito semelhantes aos turmalinitos bastante deformados e metamorfisados.

Duas outras amostras, F-359-R e F-407-R, foram estudadas. A primeira delas proveniente do afloramento P-1976 (L18) de metatufos cloríticos, onde o *metachert* está como intercalações em leitos de 0,2 - 3,0 cm de espessura e a outra do P-2029 (J15) do topo de um derrame alterado hidrotermal-metassomaticamente antes do metamorfismo, com camadas de tufos e leitos de *metachert* superpostos (FIGURA 16).

Na primeira amostra ocorrem raros cristais euhédricos de sericita e quase todos cristais de quartzo têm inclusões orientadas de rutilo (sagenita). Lâminas ricas em cristais euhédricos de magnetita são comuns. Na segunda, ocorre 5 - 10% em volume de cummingtonita e hornblenda, com alofana secundária, concentradas em lâminas que representam material vulcanoclástico proveniente das rochas que se sotopõem, onde se concentram os mesmos minerais máficos. Destaca-se nestas duas amostras a ausência de turmalina.

Os *metacherts* das formações ferríferas têm, relativamente aos primeiros descritos, menor proporção de turmalina, que ocorre apenas como mineral acidental. O quartzo está estirado e recrystalizado, comumente em arranjo granoblástico em mosaico, com inclusões de sólidos (minerais opacos, turmalina, apatita e carbonatos) e de fluidos de várias gerações, às vezes com vapor+líquido H_2O . Minerais opacos (magnetita e, mais raramente, grafita) estão concentrados em fraturas e nas bordas dos grãos, com limonita associada e, às vezes, com pequenos cristais de biotita ou de muscovita, que podem também preencher algumas cavidades.

Pseudomorfos sericitizados, granada e anfibólio foram verificados em algumas amostras. Goethita, limonita e óxidos hidratados de ferro são minerais secundários, cristalizados a partir da granada, do anfibólio e de cloritas e, muitas vezes, preenchem fraturas, com estrutura coloidal. Em amostras da fácies óxido da formação ferrífera, do corpo situado ao redor do local (H22), a magnetita, espessartita e hematita não são muito abundantes. Nestes *metacherts*, a clorita é mais abundante, assim como sulfetos, remobilizados em veios ou não, que alcançam até 5 - 10% do volume. Granada, às vezes cloritizada, pode ocorrer associada, bem como sericita, esta sempre em fraturas, às vezes com limonita, sulfetos (pirita), minerais opacos e clorita. Veios de quartzo deformados não são incomuns.

Duas amostras do P-1042 (J15), representando os *metacherts* intercalados nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta, foram estudadas. São rochas bem laminadas, de granulação muito fina, com leitos formados essencialmente por quartzo e grafita, alternados com outros mais ricos em mica, que alcança 10% do volume da rocha. Sillimanita fibrosa formando longas agulhas e grafita (até 30% do volume da rocha) são característicos como constituintes subordinados, bem como biotita (rara), granada, turmalina (schorlita e dravita) e calcedônia secundária. Alguns cristais maiores de muscovita e biotita sugerem terem sido cristais detriticos.

Na unidade dos metapelitos manganésíferos da Formação Nhanguçu são bastante freqüentes leitos de *metachert* ferruginoso, textural e mineralogicamente semelhantes aos que ocorrem nas unidades de rochas vulcanoclásticas e de metassedimentos tufíticos, distinguindo-se, entretanto, pela presença local de cobre nativo.

b) Quartzo de veios

Dentre estes, podem ser distinguidos dois tipos:

- veios em rochas metavulcanoclásticas, metassedimentos e formações ferríferas, afetados pelas mesmas deformações que as rochas hospedeiras ou, pelo menos, pela S_2 . Estes têm composição mineralógica idêntica aos *metacherts*. Representam, provavelmente, veios formados durante a deposição e diagênese das rochas hospedeiras, pelos mesmos fluidos que geraram os *metacherts* das rochas encaixantes, ou estão rela-

cionados a atividades hidrotermais que aconteceram após o desenvolvimento da primeira fase de metamorfismo. Em alguns deles pôde-se notar transformação da clorita em biotita, por sua vez algo epidotizada.

- veios tardios a posteriores aos eventos metamórficos, que se encaixam principalmente em zonas de milonitização, comumente cataclasados. Entre eles tem-se veios com grande quantidade de sulfetos, incluindo arsenopirita e pirita, que podem conter elevados teores de ouro. Estes estão representados pelas amostras IM (TABELA 15 - ANEXO VII)

Os veios de quartzo situados fora das faixas de rochas cataclásticas são relativamente raros e de pequenas dimensões. Têm somente quartzo e minerais opacos como acessórios, como a amostra F-1014A-R do P-164 (R12).

O quartzo dos dois tipos são ricos em inclusões fluidas com vapor+líquido_{H₂O}+líquido_{CO₂} e podem ter fraturas com limonitas e sericitas.

1.1.7 Turmalinitos

Turmalina é um mineral acessório ou acidental muito abundante na área, ocorrendo praticamente em todos os litotipos. É também encontrada em veios de quartzo, principalmente nas proximidades dos contatos com as encaixantes, bem como em impregnações na própria encaixante, ou como veios praticamente monominerálicos. Blocos rolados de turmalina maciça, com estrutura helicítica também foram encontrados. Estes litotipos não foram petrograficamente estudados, mas apenas aqueles turmalinitos associados aos micaxistos, formações ferríferas e *metacherts* que ocorrem como pequenas camadas ou lentes concordantes, com estrutura laminada, dada pela alternância de delgados leitos de turmalina e quartzo, às vezes com granada, minerais opacos e sulfetos associados.

O termo turmalinito foi utilizado segundo a definição de Slack (1982), qual seja: "...*tourmalinites are defined as strata-bound rock units containing 20% or more tourmaline by volume. In keeping with recent usage by other workers, the term is used for tourmaline-rich layers broadly concordant with surrounding country rocks, and has no genetic connotations*".

Os turmalinitos da Serra do Itaberaba têm composições mineralógicas variadas, algumas delas não usuais na bibliografia consultada, como a presença abundante de granada, por exemplo.

Em geral têm granulação fina a muito fina e típica estrutura microlaminada de leitos de quartzo e turmalina alternados (com 1,0 mm ou menos de espessura) e textura micro-grano-nematoblástica. A turmalina mostra-se bem orientada e estirada no plano da primeira foliação (S_1), às vezes com dobras intrafoliais mal definidas, e está fortemente redobrada e parcialmente recristalizada na S_2 , indicando uma laminação composicional pré-metamórfica afetada pelas deformações seguintes. As superfícies que desenham as dobras intrafoliais devem, neste contexto, estar representando os leitos de turmalinas de cristalização primária, possivelmente diagenética.

Os dois tipos são mais comuns e freqüentes na Formação Morro da Pedra Preta e serão descritos a seguir e (a) e (b) e os mais raros, em (c) e (d).

a) Turmalinitos sem ou com muito pouca granada

São formados essencialmente por turmalina (40-65% do volume) e quartzo (50-30% do volume).

A turmalina tem composição schorlítica, pleocroísmo E = verde-escuro com núcleos azulados e O = amarelo claro esverdeado ou róseo, com abundantes inclusões de quartzo, minerais opacos e, mais raramente, de limonita e epidoto. Está sempre orientada segundo a S_1 . Pode ser zonada. Recristalizações nas foliações posteriores são usuais.

O quartzo tem contatos irregulares, extinção ondulante, formas estiradas e mostra-se reequilibrado em grãos menores. Remobilizações em veios de quartzo e turmalina, deformadas ou não, são comuns. Na amostra F-1107A-R do P-319 (Q10), o quartzo possui abundantes inclusões fluidas e de carbonatos.

Como minerais acessórios ocorrem: epidoto, sob a forma de pequenos cristais anédricos orientados na foliação; granada, que, quando presente, constitui agregados irregulares associados aos minerais opacos e turmalinas, distribuídos em leitos como disseminações; minerais opacos (ilmenita ou titanomagnetita), alguns leucogenizados; titanita; plagioclásio (bytownita) com manchas de recristalizações metamórficas, e finos cristais, possivelmente de feldspato potássico. Sericita esverdeada ocorre em pequenos veios.

Calcedônia e limonita são os minerais secundários presentes.

Turmalinitos foram também reconhecidos nos metapelitos peraluminosos da Formação Nhanguçu. Nestes, a turmalina concentra-se em leitos ou forma agregados juntamente com magnetita, como na amostra PP-2360 (Q14).

b) Granada turmalinitos

Têm granulação muito fina (0,01-0,05 mm), com grãos um pouco mais grossos em massa mais fina, textura grano-nematoblástica e estrutura microlaminada.

A turmalina é predominantemente a schorlita, às vezes com núcleos dravíticos, ou dravitas com formas predominantemente anédricas. As bordas são às vezes mais claras, indicando um incremento do grau metamórfico, como sugerido por Frey (1969). Têm freqüentes inclusões de quartzo, minerais opacos e de limonitas secundárias.

O quartzo forma lâminas finíssimas, lentes, ou veios transpostos. Tem formas estiradas e reequilibradas, extinção ondulante, às vezes contatos interlobados e finíssimas inclusões fluidas.

Granada, aparentemente da espécie piropo-almandina, ocorre como constituinte menor. Tem granulação fina, distribui-se em lentes preferenciais ou forma agregados. Minerais opacos, pirita e clorita (penninita) estão geralmente associados e, às vezes, com muscovita muito fina. Inclusões de minerais opacos são freqüentes e, raramente, de turmalina fina. Clorita também ocorre como produto da alteração de granadas, nas bordas ou fraturas do cristal.

Minerais opacos distribuem-se disseminados em filmes, inclusos ou entre os minerais. A pirita é em geral tardia, principalmente os cristais maiores, pois preenchem fraturas e englobam quartzo e turmalina. Estão parcialmente limonitizados.

Os agregados maiores de granada aparentam ter sido antigos cristais poiquiloblásticos maiores recristalizados.

c) Hornblenda turmalinitos e plagioclásio-hornblenda turmalinitos

Ambos têm granulação e texturas idênticas às dos turmalinitos descritos anteriormente.

Os hornblenda turmalinitos têm composição mineralógica dada por leitos laminares quartzo-hornblendíticos alternados com outros essencialmente turmaliniticos (FOTO 59). As relações texturais e deformacionais indicam que esta estrutura rítmica corresponde a variações composicionais da rocha sedimentar original.

FOTO 59 - Hornblenda turmalinito do P-1611 (G14). Delgadas lâminas de finos cristais de turmalina, com minerais opacos e quartzo associados, intercaladas em outras, com hornblenda e quartzo em proporções variadas, representando a deposição alternada de tufos finos e exalitos ricos em boro. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

A turmalina, que constitui mais de 40% do volume da rocha, é a schorlita. Está distribuída em leitos ligeiramente discordantes da S_1 e pode formar agregados filamentosos. Em outros casos, forma coroas ao redor do quartzo em grãos, formando estruturas sugestivas de recrystalizações a partir de um floculante, como as descritas por Ethier & Champbell (1977) em metassedimentos do Southern Cordillera (Canadá).

O quartzo está bem estirado, tem extinção fortemente ondulante, contatos interlobados, tendo, nas partes mais ricas em plagioclásio, abundantes inclusões de turmalina e, subordinadamente, de plagioclásio.

O anfíbólio é uma hornblenda tchermakítica cristalizada como pequenos cristais anhédricos alongados, às vezes euhédricos.

Labradorita pode ocorrer como acessório, juntamente com minerais opacos, ou constituir até cerca de 10% do volume da rocha, em finos cristais, alguns deles com geminação da albita, albita-Carlsbad ou periclina, distribuídos por toda rocha.

Outros acessórios são os minerais opacos, distribuídos na S_0 , associados à turmalina, e raros cristais de biotita, com epidoto muito fino nas bordas.

Os plagioclásio-hornblenda turmalinitos do mesmo afloramento (amostra SI-1611-A) são também laminados composicionalmente (leitos com aproximadamente 0,5 mm de espessura), onde podem ser observados leitos mais ricos em turmalina, às vezes finos, às vezes pouco mais grossos, alternados com outros onde

predomina plagioclásio e hornblenda. Nestas rochas, as turmalinas mais finas também formam coroas ou agregados filamentosos ao redor do quartzo.

Hornblenda tschermakítica forma cristais alongados anhédricos a euhédricos distribuídos por toda a rocha, juntamente com plagioclásio em grãos finos, quase sempre geminados, segundo as leis da albita, albita-Carlsbad ou periclina. A composição é labradorítica. Ambos minerais ocorrem como freqüentes inclusões nas turmalinas.

Possíveis cristais de cordierita, minerais opacos associados à turmalina, epidoto finíssimo e biotita ocorrem em pequena quantidade. O epidoto distribui-se ao redor de antigos cristais não identificados, totalmente destruídos pelos processos metamórficos.

Estas rochas correspondem a materiais vulcanoclásticos mais básicos e mais intermediários depositados alternadamente com precipitados químicos vulcanogênicos e, provavelmente, alterados por processos hidrotermais/metassomáticos.

d) Sericita (+talco) turmalinitos

Este tipo é formado por sericita finíssima, com ou sem talco subordinado, ambos perfazendo cerca de 70% do volume da rocha, com finos cristais de schorlita disseminados ou concentrados em lâminas orientadas paralelamente à foliação. Os cristais de turmalina estão quebrados, dobrados e afetados pela crenulação S_3 .

Titanita pode ser um constituinte menor, bem como leucoxênio, originados pela alteração quase completa de minerais opacos. Hornblenda e plagioclásio foram também identificados ocasionalmente.

Foi também estudada uma rocha alterada, coletada junto a metatufos cálcio-silicáticos e metabasitos (F-1096-R, do P-26 (R15)), na qual identificou-se cerca de 70% do volume de gibbsita, possivelmente derivada de anfibólios, turmalina isorientada, microclina subordinada e muscovita e epidoto esporádicos.

Quanto às associações litotípicas, os tipos descritos no **subitem a** distribuem-se preferencialmente em corpos de metapelitos, especialmente quando nas proximidades de rochas cálcio-silicáticas, os do **subitem b** são encontrados intercalados nas formações ferríferas ou nos metapelitos que as encaixam, ou, ainda, como leitos em *metacherts* e em rochas metavulcanoclásticas, e os dos **subitens c e d** estão inclusos em metavulcanoclásticas diversas, especialmente nas de granulação mais fina e com misturas de pelitos.

A turmalinização de micas preexistentes pôde também ser observada, como na secção delgada H-042-R do P-2127 (R12), em níveis silicosos (metaexalitos?) encaixados em metapelitos situados junto a formações ferríferas. A turmalinização ocorreu em período pelo menos anterior ao desenvolvimento da S_3 e possivelmente de forma parcial até sin-sedimentar ou sin-diageneticamente.

1.1.8 Rochas cálcio-silicáticas

De modo geral estas rochas têm granulação fina a muito fina (até menor que 0,02 mm), cor verde-escura a clara, às vezes acinzentada, e brilho vítreo. Algumas vezes são maciças, mas mais comumente são laminadas ou bandadas, onde leitos mais claros, até esbranquiçados, alternam-se com outros mais escuros, ou com diferente granulação, refletindo distintas composições mineralógicas. O bandamento pode ser pouco acentuado, sendo distinguível mais facilmente em função da alteração intempérica, que ressalta os leitos mais pobres em

micas ou em minerais do grupo do epidoto.

Porfiroblastos ovalados com 0,2 - 1,0 cm de eixo maior, constituídos por agregados radiados de anfíbólios, não são raros e estão sempre deformados e rotacionados.

As rochas cálcio-silicáticas exibem sempre uma forte orientação tectônica dos minerais, com dobras intrafoliais freqüentes, definidas por leitos de diferentes composições. Muito comumente apresentam-se intensamente crenuladas e dobradas, às vezes desarmônica- ou plasticamente.

O termo petrográfico *rochas cálcio-silicáticas* conforme aqui utilizado inclui uma variedade relativamente grande de rochas compostas por minerais cálcio-silicáticos arranjados em diferentes proporções. Destes, destacam-se principalmente os anfíbólios da série tremolita-actinolita, com predomínio dos tipos ricos em ferro, diopsídio, minerais do grupo do epidoto, flogopita e plagioclásios cálcicos, além de microclina e, mais raramente, carbonatos. Conseqüentemente as texturas são variáveis, sendo, em geral, grano-nematoblástica ou lepidogranonematoblástica, porfiroblásticas ou não, às vezes com tendência para decussadas ou em mosaico, muito embora possa ocorrer, ainda, em função do mineral essencial, qualquer uma das texturas isoladamente. A textura pode ser blastomilonítica, quando em ocorrências junto a falhas, como a SI-2729 (H10), por exemplo.

Grosso modo, as rochas cálcio-silicáticas podem ser agrupadas petrograficamente em diferentes conjuntos, segundo suas composições mineralógicas, muito embora estas composições possam, em alguns afloramentos ou lâminas delgadas, representar apenas bandas ou delgados leitos onde predomina ora um, ora outro litotipo.

Na FIGURA 77 estão representados os minerais destas rochas e suas relações de cristalização com várias foliações metamórficas.

Os principais conjuntos litológicos discriminados serão descritos a seguir.

a) Rochas com tremolita-actinolita como constituintes principais

Têm como anfibólio principal a actinolita, que varia de 40 a até 85% em volume, às vezes com tremolita ou hornblenda associada. Como constituintes maiores ou menores ocorrem diopsídio, clinozoisita, quartzo e plagioclásio. Microclina, pertita, tremolita, titanita, minerais opacos, granadas, escapolita, zircão, leucoxênio, biotita, flogopita, carbonatos, apatita, turmalina, allanita e clorita são acessórios. Clinozoisita e quartzo também podem ser abundantes em alguns leitos.

Caracteristicamente existe uma redução do teor de anfíbólios com o aumento do de diopsídio, o que pode indicar que estas diferentes composições refletem essencialmente variações no grau metamórfico, uma vez que, na maioria das amostras, pôde-se observar os anfíbólios instáveis, às vezes já quase que totalmente consumidos, passando para piroxênio.

Os anfíbólios tendem a se concentrar em leitos bem definidos, onde podem constituir mais de 98% em volume, com diopsídio, quartzo e/ou plagioclásio ou os demais minerais entre os grãos. Em geral, têm inclusões gotiformes de quartzo, são poiquiloblásticos, anhédricos a subhédricos, formando prismas às vezes finos, bem orientados, conferindo textura nematoblástica ou decussada ao leito ou à rocha. Estão comumente deformados, fraturados, dobrados e podem estar organizados em arranjos radiados. De leito para leito pode variar, relativamente, a intensidade da cor e do pleocroísmo do mineral, bem como os índices de refração. Em algumas amostras, os anfíbólios têm manchas e partes totalmente incolores (tremolíticas). A tremolita, em geral, ocorre como cristais mais finos, associa-se à clinozoisita e ao diopsídio e tem distribuição local. A fórmula do pleocroísmo

predominante é dada por: x = amarelo esverdeado claro, y = verde-claro, z = verde-oliva claro. Localmente pode ocorrer hornblenda junto aos piroxênios.

FÁCIES METAMÓRFICAS	XV	ANF		XV	ANF		XV		XV
ACTINOLITA	---	-----	---	---	-----	---			
FERRO-ACTINOLITA		-----			-----				
HORNBLENDA		-----			-----				
TREMOLITA	-----	-----		?	-----	?			
BIOTITA	---	---			-----		-----	-----	
CLORITA		-----			-----		-----	-----	
FLOGOPITA		-----			-----		-----		
MUSCOVITA		-----			-----				
SERICITA		-----			-----		-----	-----?	
CARBONATOS	---	---			-----				
CLINOZOISITA		-----			-----			-----?	
EPÍDOTO		-----			-----		-----		
DIOPSÍDIO		---			---				
ESCAPOLITA		-----			-----				
GRANADA		-----			-----				
MICROCLINA	---	-----			-----		-----		
PERTITA		-----			-----				
OLIGOCLÁSIO	---	---			---				
ANDESINA	---	---			---				
LABRADORITA		-----			---	?			
BYTOWNITA		-----			-----				
QUARTZO	---	---			---		---	---	?
OPACOS		-----			-----		-----		
APATITA		-----			-----				
LEUCOXÊNIO		-----			-----		-----		
TITANITA	---	-----			-----				
RUTILO		---			---				
TURMALINA		-----?			-----?		-----?	-----?	
ZIRCÃO	---	---			---				
FOLIAÇÃO		S1			S2		S3		S4

FIGURA 77 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Alguns porfiroblastos de anfibólio estão estirados e deformados e, de modo geral, tendem a se reequilibrar em grãos menores. Notaram-se actinolitas mais antigas corroidas, bem como recrystalizadas na S₂. Inclusões retilíneas conservando a S₁ estão, nestes casos, deformadas pela rotação e recrystalização dos grãos.

O diopsídio alcança até 35% do volume e tende a concentrar-se em leitos preferenciais, com quartzo e/ou plagioclásio e epidoto. Está sob a forma de cristais granulares ou subhedrais, às vezes pouco maiores que a granulação média da amostra e têm, comumente, inclusões de actinolita. Reações de actinolita para diopsídio são comuns, aglutinando vários grãos do anfibólio ou somente nas suas bordas.

Minerais do grupo do epidoto distribuem-se preferencialmente nas bordas da actinolita, em paragéneses com plagioclásio, dos quais derivam.

O plagioclásio tende a concentrar-se em lâminas ou lentes e tem frequentemente quartzo associado ou microclina nos leitos onde não ocorre quartzo. A composição é, em geral, da labradorita ou bytownita, às vezes tendendo a anortita, podendo variar em diferentes leitos. Bordas e manchas reequilibradas para tipos andesínicos são comuns, bem como grãos menores ainda mais sódicos. Alguns cristais maiores têm contatos irregulares alongados na S₂ e envolvem os demais minerais presentes. Núcleos mais sódicos com bordas mais cálcicas foram observados em algumas amostras.

O quartzo está como grãos menores, deformados e estirados, associado principalmente aos leitos

feldspáticos. Delgadas lâminas de quartzo de granulação fina podem corresponder a antigos *metacherts*.

Epidoto, mas principalmente clinozoisita, são minerais acessórios comuns. Tendem a se concentrar em lâminas preferenciais ou em determinados locais da amostra e têm, em geral, granulação mais fina que os demais constituintes. Podem alcançar até 40% do volume da rocha, nestes casos não ocorrendo diopsídio. Alguns dos epidotos, muito ricos em inclusões de minerais opacos, concentram-se em leitos quartzosos. Também formam pequenos veios, às vezes com plagioclásio.

Granada é rara e forma pequenos cristais, mas esporadicamente perfaz mais de 10% do volume, como na amostra A do P-2060 (J16), na qual clorita também é abundante.

Microclina forma pequenos grãos bem geminados e está distribuída principalmente nos leitos plagioclásiticos sem quartzo, ou concentra-se em delgadas lâminas. Em algumas, derivou da transformação de pertitas. Pode constituir, excepcionalmente, mais de 15% do volume da amostra.

Titanita pode ocorrer como cristais euhedrais, às vezes estirados na S_2 , e parcialmente alterada para leucoxênio, bem como alguns dos minerais opacos. Leucoxênio também ocorre como grãos finos dispersos pela rocha. Os minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita principalmente) estão bem orientados na S_2 , paralela ao bandamento composicional, e recristalizados nos planos de foliações posteriores. Alguns dos minerais opacos foram identificados como sendo piritas.

Flogopita é geralmente acessória, distribuindo-se em raros leitos. Excepcionalmente alcança cerca de 10% do volume da rocha. Apatita fina concentra-se nos leitos plagioclásiticos. Clorita ocorre em fraturas, juntamente com epidoto e a biotita, derivada dos anfibólios, ou ocorre como leitos nas proximidades dos tufos, podendo alcançar mais de 5% do volume da rocha. Sericita ocorre como produto da saussuritização dos plagioclásios, como na amostra F-358A-R, proveniente do corpo situado nas proximidades do P-2007 (N15), juntamente com clinozoisita. Zircão é raro e ocorre como cristais muito finos, às vezes associado às biotitas. Turmalina ocorre esporadicamente como cristais de granulação fina. Na amostra Q730N-1350E (I21), a turmalina é um pouco mais abundante, está distribuída preferencialmente em fraturas bastante freqüentes, que cortam massas de actinolita acicular, conferindo à rocha aspecto brechado.

Uma massa muito fina de minerais, aparentemente derivados da alteração de anfibólios, ocorre na amostra F-1335-C do P-3011 (T8) e, na amostra SI-2685 (F14), existem minerais fibrosos formando tufos. Em ambos os casos, os minerais finos não puderam ser opticamente identificados. Na última amostra também ocorrem possíveis escapolitas muito finas.

Limonita e goethita são os minerais secundários observados.

Texturalmente pôde-se caracterizar para o conjunto que, de modo geral, os principais eventos de cristalização das actinolitas foram concomitantes a até posteriores ao desenvolvimento da S_1 e da S_2 . Notou-se também que, localmente, em função de variações locais na composição do sedimento original, formaram-se tipos mais ricos em ferro (ferro-actinolita) ou em magnésio e cálcio (tremolita). Os primeiros ocorrem principalmente nas proximidades dos metatufos e a relativa riqueza em ferro pode também ser devida a argilas derivadas das atividades vulcânicas sin-sedimentares.

Eventos retrometamórficos foram observados pela transformação dos plagioclásios mais cálcicos em tipos mais sódicos e pela epidotização dos anfibólios.

b) Rochas com diopsídio como constituinte principal

Diferenciam-se do grupo anterior por possuírem em sua composição diopsídio relativamente abundante, variando de 35 a 90% do volume da rocha, e quantidades bastante reduzidas de anfibólios, geralmente presentes como traços, e, quando em maior quantidade, não ultrapassam 20%. Flogopita é também relativamente freqüente e os minerais do grupo do epidoto estão, quase sempre, em pequenas quantidades.

Têm texturas, estruturas e a distribuição dos minerais semelhantes às das rochas anteriormente descritas e não raramente são amostras provenientes de camadas ou bandas dos mesmos afloramentos das rochas do conjunto anterior (a).

O diopsídio é, quase sempre, granular, poiquiloblástico, e está distribuído preferencialmente em leitos. Às vezes, tende a formar porfiroblastos anhédricos, com anfibólios e minerais opacos como principais inclusões. Em faixas onde a deformação da S_2 é mais intensa, é comum o retrometamorfismo do diopsídio para tremolita-actinolita, em paragênese com clinozoisita e flogopita, esta também aparentemente retrometamórfica. Figuras de corrosão são freqüentes, assim como geminações segundo {100}.

Zircões muito finos ocorrem quase que exclusivamente inclusos nas flogopitas.

Veios com epidoto, plagioclásio, clorita, carbonatos e, até mesmo, muscovita, não são incomuns.

c) Rochas com epidoto como constituinte principal

Estes litotipos associam-se como leitos nas rochas anteriores, (a) e (b), ou constituem camadas na mesma posição estratigráfica. Podem também ocorrer como pequenos leitos em meio a metatufos, como na amostra F-1304-R do P-841 (O15). Quando constituídas essencialmente por epidotos, foram denominadas de epidotitos, segundo Flawn (1951).

Têm estruturas, texturas e mineralogia semelhantes às rochas anteriores, mas os minerais do grupo do epidoto, principalmente a clinozoisita, tendem a formar leitos ou agregados de finos cristais, anhédricos a subhédricos, deformados, muito comumente envolvendo os demais minerais. Têm, às vezes, núcleos ricos em inclusões, sugerindo formas de minerais preexistentes. Cristais maiores ou prismas curtos euhédricos são freqüentes e estão relacionados a um segundo evento de cristalização.

O quartzo é relativamente mais freqüente nestes litotipos e tende a concentrar-se em lentes ou "manchas" alongadas, ocupa espaços intergranulares ou forma delgadíssimos veios deformados. Associa-se às clinozoisitas recristalizadas.

Flogopita e plagioclásio cálcico podem estar presentes como minerais subordinados, tendo, ainda, sido identificados em pequenas quantidades ou em traços titanita alterada em leucoxênio ou não, minerais opacos, clorita, hornblenda, apatita, carbonatos, microclina e diopsídio, especialmente, os dois últimos. Mais raramente hornblenda é mais freqüente e quase sempre parcial- ou totalmente substituída por epidoto, com hidróxidos de ferro associados. Minerais opacos podem também estar relativamente concentrados em algumas amostras.

d) Rochas com flogopita como constituinte principal

Estas rochas têm de 30 a 40% de flogopita, quartzo abundante, com minerais opacos, granada e epidoto como constituintes menores e, principalmente, turmalina como mineral acessório. Ocorrem principalmente

como camadas junto a metatufos.

São rochas laminadas ou bandadas, com granulação muito fina. A flogopita, às vezes com característicos ópticos se aproximando aos da biotita, como na amostra V-1907-B do P-1807 (N15), indica uma substituição parcial de magnésio pelo ferro. Os cristais estão isorientados na S_2 , às vezes cortando um bandamento composicional anterior, e tende a concentrar-se em lâminas, com minerais opacos e epidoto associados e distribuídos preferencialmente nas bordas do mineral. Leitos epidotíticos ou flogopito-quartzosos, com cordierita dobrada pela S_2 e parcialmente transformada em flogopita também ocorrem.

O epidoto forma cristais menores, às vezes esqueléticos, ou constitui grandes porfiroblastos ricos em inclusões de quartzo e, subordinadamente, de flogopita e minerais opacos, com formas irregulares e limites mal definidos.

O quartzo pode ser um constituinte principal em bandas ou camadas decimétricas, que podem ser denominadas de flogopita quartzitos.

A turmalina, comumente de composição dravítica, é fina, tem núcleos ricos em inclusões de minerais opacos e forma euhédrica.

Algumas destas rochas estão estratigraficamente relacionadas aos metatufos e aos metabasitos hidrotermalizados-metassomatizados singeneticamente. Sua gênese pode estar relacionada a estes processos de alteração, podendo constituir depósitos de sedimentos cálcio-silicáticos originais, também hidrotermalizados, serem derivados de rochas anteriores intemperizadas em ambiente subaquoso e redepositadas, ou geradas pela precipitação de exalitos carbonáticos, juntamente com pelitos e argilas vulcânicas.

e) Rochas com carbonatos abundantes

São mais raras e têm carbonatos em proporção superior a 20% do volume da rocha. Têm, além dos carbonatos, quartzo, diopsídio-salita e labradorita como constituintes essenciais, biotita e flogopita subordinadas e titanita, schorlita, minerais opacos, zircão e microclina em pequenas quantidades.

O carbonato está representado principalmente pela calcita, distribuída irregularmente pela rocha ou constituindo agregados, lentes ou leitos, com limites um pouco difusos devido à cristalização metamórfica. Quando sob a forma de cristais dispersos, ocupam espaços intergranulares. São geralmente anhédricos e bem geminados e foram identificados como calcita pela efervescência em HCl em amostras de mão e pela disposição da geminação em grãos subhédricos.

O quartzo constitui agregados granoblásticos estirados ou não e o plagioclásio tem geminação polisintética ou da periclina, podendo ser zonado, sugerindo antigos clastos vulcânicos (tufos de cristais). O piroxênio, um diopsídio-salita, tem granulação fina e está disposto entre grãos de anfibólio e quartzo. Tem associados biotita verde e minerais opacos, que parecem ser retrometamórficos. A biotita verde está recristalizada para amarela clara devido aos eventos metamórficos tardios.

Titanita está inclusa ou associada aos piroxênios e a turmalina, de composição schorlítica, zonada e euhédrica, tem núcleos ricos em inclusões de quartzo e minerais opacos.

Estas rochas podem representar uma transição entre metatufos de composição basáltica e rochas cálcio-silicáticas, talvez até mesmo uma carbonatização de vulcanoclásticas preexistentes.

f) Rochas com quartzo e epidoto como constituintes principais

Algumas das amostras têm quartzo como constituinte maior ou principal, geralmente com epidoto e biotita associados.

O quartzo constitui até 50 - 60% do volume e forma agregados granoblásticos com epidoto formando lâminas e bandas.

Os característicos texturais sugerem tratar-se de antigos leitos de *chert* carbonático-aluminoso metamorfizado.

Além do epidoto mais fino, distribuído preferencialmente em lâminas, existem também porfiroblastos anhédricos poiquiloblásticos de epidotos anteriores às crenulações, ou em veios muito delgados.

Biotita ou flogopita, juntamente com clorita, podem ser constituintes menores. Em algumas amostras mais ricas em actinolita, clorita magnesiânica é volumetricamente mais importante que a biotita ou flogopita.

Ferro-hastingsita pode ser um constituinte importante, juntamente com plagioclásio, indicando, também, possíveis transições para metatufos.

Em pequenas proporções ocorrem minerais opacos, leucoxênio, titanita, apatita, turmalina e carbonatos.

Hidróxidos de ferro e gibbsita são os principais minerais secundários, tendo sido o último originado pela alteração do plagioclásio, como indicado pelos pseudomorfos presentes. Venulações de gibbsita foram também verificadas.

1.1.9 Formações Ferríferas

Dois tipos petrográficos, correspondendo a duas fácies distintas de formações ferríferas, foram estudados: os constituídos essencialmente por quartzo e magnetita e/ou hematita especular e aqueles formados por leitos quartzosos alternados com outros constituídos por aluminossilicatos ricos em ferro.

A nomenclatura formal destes litotipos será discutida no CAPÍTULO VIII, mas, para esta descrição, os dois tipos foram denominados de simples e complexo, respectivamente.

O relacionamento da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações está apresentada na FIGURA 78, onde o tipo simples é relacionado à fácies óxido e o complexo, à fácies silicato, tendo sido listados, ainda, os principais minerais dos leitos vulcanoclásticos intercalados às formações ferríferas.

a) Tipo simples

São formadas por quartzo (50-75% do volume), com o restante praticamente complementado por magnetita. Hematita especular ocorre de modo subordinado.

O quartzo é bastante inequigranular, está muito deformado, recrystalizado em grãos menores, com contatos suturados e está estirado na foliação paralela ao S_0 e reorientado na S_2 . Tem comumente finas inclusões de minerais opacos, que tendem a se concentrar nos espaços intergranulares. Pode formar leitos melhor definidos ou constituir veios, deformados ou não.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF	ANF	XV	XV
FÁCIES ÓXIDO				
QUARTZO	---	---	---	---
HEMATITA	---	---	---	---
MAGNETITA	---	---	---	---
CLORITA	---	? ---	---	---
MUSCOVITA	---	---	---	---
GRANADA	---	---	---	---
CIANITA	---	---	---	---
FÁCIES SILICATO/ÓXIDO				
QUARTZO	---	---	---	---
GRUNERITA	---	---	---	---
CUMMINGTONITA	---	---	---	---
DANNEMORITA	---	---	---	---
HORNBLENDA	---	---	---	---
BIOTITA	---	---	---	---
MUSCOVITA	---	---	---	---
CLORITA	---	---	---	---
GRANADA	---	---	---	---
MAGNETITA	---	---	---	---
CARBONATOS	---	---	---	---
EPÍDOTO	---	---	---	---
TURMALINA	---	---	---	---
PLAGIOCLÁSIO	---	---	---	---
LEITOS VULCANOCLÁSTICOS				
HORNBLENDA	---	---	---	---
PLAGIOCLÁSIO	---	---	---	---
APATITA	---	---	---	---
TITANITA	---	---	---	---
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 78 - Grupo Serra do Itaberaba - Formações ferríferas dos tipos simples (fácies óxido) e complexo (fácies silicato/óxido) e rochas associadas da Formação Morro da Pedra Preta - Relação dos minerais metamórficos com as foliações.

Os minerais opacos são principalmente a magnetita, muito comumente total ou parcialmente martitizada, com clorita e goethita amarela fibrosa associadas. Às vezes, raras muscovitas estão presentes nos veios. Estão disseminados ou constituem agregados, arranjados segundo a S_1/S_0 , sob a forma de "manchas" ovaladas com 1,0 a 2,0 cm de eixo maior (FOTO 22). Nas partes das lâminas onde os minerais opacos estão melhor recristalizados, a granulometria do quartzo é mais grossa e as estruturas ovaladas tendem a ser destruídas. Finas disseminações de minerais opacos, inclusos nos grãos de quartzo podem estar arranjadas em planos que comumente ultrapassam os limites dos grãos, às vezes dobrados.

As estruturas ovaladas contêm, principalmente, finos cristais de hematita inclusos nos quartzos maiores ou entre grãos de quartzo relativamente mais finos. Estas estruturas podem representar reliquias de pisólitos. A geração dos veios de quartzo que as isolam as estruturas, recristalizando ou não a hematita, pode ter sido, em parte, diagenética, mas o evento principal deu-se durante o metamorfismo, que mobilizou o quartzo e a hematita, transformando os finos cristais originais, em cristais euhédricos a subhédricos de magnetita mais grossos. O mesmo ocorreu em leitos e partes da rocha, com grãos melhor cristalizados acretivamente.

O quartzo pode ter finíssimas agulhas de rutilo (sagenita), como na amostra IB-04 do P-3125 (H22). Nesta ocorrem, ainda, granada e cianita em alguns leitos, com sericita secundária.

b) Tipo complexo

As formações ferríferas da fácies silicato que constituem o tipo complexo podem ter típicas estruturas bandadas ou laminadas, dadas pela alternância de leitos de *metachert* com outros ricos em clorita, anfibólios, minerais opacos e/ou granada. Dois subtipos principais foram reconhecidos:

b1) com lâminas e bandas essencialmente cloríticas

A clorita deste subtipo, provavelmente a ripidolita, ocorre distribuída irregularmente em lâminas, às vezes constituindo mais de 90% do seu volume. Têm minerais opacos subordinados e, às vezes, quartzo associado. Granada foi reconhecida em alguns leitos, nos quais pode constituir mais de 15% do volume. Subordinadamente podem ocorrer biotita associada à clorita, ou cristais dispersos de grunerita. O anfibólio pode estar concentrado em alguns leitos, tendo, às vezes, composição de grunerita ou de cummingtonita, em geral estando no limite entre os dois minerais. Carbonato ocorre como finas inclusões no quartzo, que pode também ser rico em inclusões fluidas, orientadas ou não.

Minerais secundários são sempre goethita, limonita e, às vezes, stilpnomelano.

b2) com lâminas e bandas essencialmente anfibolíticas

São compostos por anfibólios isorientados, subhédricos ou anhédricos, com granulação geralmente variando entre 1 e 2 mm de comprimento. Opticamente foram identificadas grunerita, cummingtonita e, mais raramente, hornblenda (TABELA 12 - ANEXO VII). Alguns destes minerais foram verificados por difração de raios X (TABELA 5). A composição do anfibólio pode variar de leito para leito e muito freqüentemente situa-se no limite composicional entre a grunerita e a cummingtonita. Nos leitos anfibolíticos são comuns delgadas intercalações de leitos de *metachert* cloríticos ou ricos em magnetita, muito deformados e transpostos. Comumente ocorre granada manganésifera associada (deduzida pelos produtos de intemperismo muito ricos em óxidos e hidróxidos de manganês), comumente constituindo agregados e porfiroblastos poiquiloblásticos euhédricos a subhédricos ricos em inclusões de anfibólios, minerais opacos e clorita. Estes podem compor mais de 30% do volume de alguns leitos.

Foi também caracterizada uma segunda geração de anfibólios da série grunerita-cummingtonita constituindo agregados fibrorradiados (amosita) entre os grãos mais antigos.

Os minerais opacos, que podem ser os constituintes maiores de algumas bandas ou leitos, estão predominantemente representados pela magnetita.

Biotita marrom-esverdeada ou verde-acastanhada pode ocorrer associada a estas rochas, bem como duas gerações de schorlita, uma fina, distribuída no acamamento foliado, e outra mais grossa, zonada, distribuída ao longo de fraturas.

Pequenas inclusões de carbonatos são comuns nos grãos de quartzo, que é um mineral acessório freqüente nestes leitos.

Alguns cristais pequenos, granulares, verdes a verde-amarelados, geminados segundo (100) e com clivagem {110} ortogonais foram identificados tentativamente como johannsenita em algumas amostras.

Leitos tipicamente metavulcanoclásticos são intercalações comuns nestas rochas. Estes são com-

postos essencialmente por hornblenda, plagioclásio e por titanita e apatita como constituintes menores (FIGURA 78).

No afloramento do Tanque Grande (T8), Gomes, Coutinho & Oliveira (1964) identificaram dannemorita compondo leitos silicáticos destas formações ferríferas. Em rochas deste afloramento também ocorrem algumas bandas compostas por hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo e outras com cummingtonita-grunerita, bem como leitos mais ricos em clorita, indicando variações na composição do sedimento original da própria formação ferrífera ou, até mesmo, leitos de metatufos. A turmalina azulada é um acessório comum nestas rochas.

Na formação ferrífera do Jardim Fortaleza (T9) ocorrem, intercaladas em litotipos da fácies silicato, camadas da fácies óxido. São formadas por leitos ricos em magnetita fina, euhédrica a subhédrica, comumente martitzada, ou por leitos de limonita (devido aos processos intempéricos de óxidos ou, até mesmo, de sulfetos) alternados com leitos quartzosos (*metachert*). Estes aspectos podem ser petrograficamente observados, por exemplo, na amostra F-1302A-R do P-3014 (T8).

Outro tipo petrográfico que pode representar formação ferrífera da fácies silicato mais intensamente metamorfsada é o anfibólio-granada quartzito do P-1659 (C16), amostra SPB-1659-A. É uma rocha com granulação fina, com uma certa laminação composicional dada pela maior concentração de granada ou de anfibólios. É formada essencialmente por cristais de quartzo deformados e orientados, com contatos irregulares. A granada é poiquiloblástica e sua distribuição desenha dobras intrafoliares. O anfibólio principal é a hornblenda anhédrica que ocupa os espaços intergranulares. Nas bordas está recristalizada para ferro-cummingtonita, já no limite do campo composicional da grunerita. Junto a estes leitos com anfibólios, distribuem-se preferencialmente magnetita disseminada, com granulação grossa. Outros leitos têm como anfibólio a grunerita, com bordas fibrosas. Plagioclásio e apatita representam os minerais acidentais nestas porções quartzosas.

As porções mais anfibolíticas (SPB-1659-B) são formadas por cummingtonita-grunerita, nas quais foram notadas relações texturais complexas de núcleos de anfibólios com quartzo ao redor, capeados pelo mesmo anfibólio, mas com orientação cristalográfica diferente. Granada poiquiloblástica é comum, mas, mais comumente, ocupa interstícios entre os grãos de anfibólio. Minerais opacos finos, disseminados ou como manchas com hidróxidos de manganês, goethita e limonita, são freqüentes.

1.1.10 Marunditos

Estas rochas peraluminosas, constituídas essencialmente por margarita, corindon e rutilo, são semelhantes àquelas descritas por Anhaeusser (1978), anteriormente denominadas de marunditos por Hall (1920).

As aqui descritas têm cor creme ou creme azulado em amostras de mão, granulação muito fina a quase afanítica, geralmente entre 0,01 e 0,04 mm, excepcionalmente alcançando 0,3 mm em algumas amostras. São equigranulares com textura lepidoblástica ou granolepidoblástica, às vezes tendendo a nemato-lepidoblástica, quando são abundantes os prismas de rutilo e de corindon. Não raramente têm uma fina e tênue laminação composicional dada ou por leitos de diferentes granulações, ou pela concentração de corindon e/ou rutilo e/ou minerais opacos em alguns leitos.

Embora estas rochas tenham um aspecto macroscópico maciço, o arranjo microscópico dos minerais pode ser considerado xistoso, apesar das dimensões dos componentes.

Na FIGURA 79 estão colocados os minerais metamórficos presentes e suas relações com as foliações.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF	ANF	XV	XV
MARGARITA	---	---	---	---
CORÍNDON	---	---	---	---
RUTILO	---	---	---	---
APATITA (?)	---	?	---	---
CIANITA	---	---	---	---
AL ₂ SiO ₆ (PSEUDOMORFOS)	---	---	---	---
CLINOZOISITA	---	---	---	---
BIOTITA	---	---	---	---
CLORITA	---	---	---	---
MUSCOVITA	---	---	---	---
PARAGONITA (?)	---	---	---	---
CUMMINGTONITA (?)	---	---	---	---
MICROCLINA	---	---	---	---
PLAGIOCLÁSIO	---	---	---	---
OPACOS	---	---	---	---
QUARTZO	---	---	---	---
TURMALINA	---	?	---	---
ZIRCÃO	---	---	---	---
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3	S4

FIGURA 79 - Grupo Serra do Itaberaba - Marunditos da Formação Morro da Pedra Preta - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Margaritas com rutilo associado formam, às vezes, pequenas formas ovaladas com arranjo interno radiado, dado tanto pelas plaquetas de mica como pelas agulhas de rutilo. Manchas alongadas quase afaníticas ocorrem nas partes centrais destas estruturas. Frequentemente têm veios formados pelos mesmos minerais da rocha, mas com granulação um pouco ou bem mais grossa e com maior quantidade de sericita ou muscovita. Às vezes, a grande quantidade de veios impõe à rocha uma estrutura brechada. Nas proximidades e nos próprios veios as alterações hidrotermais-metassomáticas são perceptíveis pela cristalização acretiva das micas e pela transformação da margarita para muscovita. Estas alterações, como no P-3127 (J5), por exemplo, muito provavelmente estão associados aos falhamentos próximos.

O aspecto brechado também pôde ser observado em rochas situadas longe de zonas de falhas. Nestes casos a estrutura é dada por "manchas" irregulares com limites não muito nítidos. Estas poderiam eventualmente representar reliquias de texturas vulcanoclásticas em rochas metaintermediárias, bastante transformadas por alterações hidrotermais-metassomáticas e pelo metamorfismo (FOTO 60).

Estruturalmente puderam ser reconhecidas dobras intrafoliais afetando o arranjo planar das margaritas mais antigas, recrystalizadas como grãos menores na S₂, e, às vezes, pequenos leitos mais micáceos ou ricos em minerais opacos, bem transpostos, que podem indicar um antigo acamamento. Reconheceu-se, ainda, clivagem de crenulação, desde ortogonal até subparalela à S₂, e recrenulada menos intensamente, com recrystalização das margaritas apenas nos planos da primeira crenulação. A presença da S₁ dobrada e recrystalizada pela S₂ e as deformações superpostas indicam que a gênese e a evolução destes litotipos ocorreram juntamente com os demais metassedimentos da área, descartando-se assim a possibilidade de terem sido gerados por processos hidrotermais-metassomáticos mais tardios, associados às intrusões de rochas granitóides ou às zonas de cisalhamento.

Os minerais essenciais presentes são margarita, coríndon, muscovita/sericita e rutilo, combinados em diferentes proporções, gerando tipos petrográficos como: margarita xisto, rutilo-margarita xisto, coríndon-margarita xisto, rutilo-coríndon-margarita xisto, rutilo-margarita-coríndon xisto, sericita-margarita-coríndon xisto, muscovita-rutilo-coríndon-margarita xisto, muscovita-rutilo-margarita xisto, e rutilo-muscovita-margarita xisto. Há ainda outro tipo mais raro, classificado como biotita-rutilo-epidoto-margarita xisto.

FOTO 60 - Marundito do P-3127 (J5), amostra PAT-3127-C, com estruturas compostas essencialmente por finíssimos cristais de margarita, corindon e rutilo, envolvidos por agregados dos mesmos minerais mais grossos, conferindo aspecto de textura vulcano-clástica à rocha. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

A margarita encontra-se isorientada, às vezes formando delgadas lâminas, lentes ou massas quase maciças, e estão comumente dobradas. A sericita associa-se em algumas amostras, sendo, em geral, bastante fina. Principalmente nas amostras brechadas, a sericita parece substituir agregados finos de margarita ou da própria rocha afanítica prévia, preenchendo os espaços entre os fragmentos, mas com contatos bem difusos. Muscovita contida na xistosidade é mais rara, mas, em casos, chega a alcançar 20% do volume da rocha. Está bem desenvolvida como placas em veios, principalmente nos mais espessos, às vezes substituindo a margarita e contendo inclusões de rutilo. Nestes veios ocorrem margaritas grossas e muscovita intercrecida com margarita não é rara.

Margarita e muscovita também foram identificadas através da difratometria de raios X de algumas das amostras (TABELA 5), ocorrendo associadas ou não. A muscovita é do tipo 3T e texturalmente é tardia em relação à margarita, à qual substitui por processos hidrotermais-metassomáticos.

O corindon geralmente é fino, mas pode ser um pouco mais grosso que os demais constituintes. Chega a constituir 50% do volume da rocha, definindo nítidos leitos e está remobilizado em veios, juntamente com as micas. Apresenta típicas secções basais hexagonais fraturadas ou tendendo a formas de barrilete ou de prismas mais retos, com partição romboédrica. Pode ser granular e está às vezes corroído, principalmente se incluso em leitos margaríticos, indicando instabilidade química quando do desenvolvimento dos eventos metamórficos posteriores aos que geraram a S_1 . É incolor, amarelo claro ou esverdeado e, quando mais grosso, tem manchas azuis (FOTO 61) e pode ter núcleos acastanhados. Foi relativamente pouco recristalizado pela S_2 .

O rutilo é anhédrico e alcança até 10% do volume, em geral estando ao redor de 5%. Ocorre geralmente com granulação muito fina, disperso em filmes paralelos à foliação S_2 , e, às vezes, com grãos pouco mais grossos formando disseminações em forma de lentes. Mais raramente tem hábito de pequenos prismas ou agulhas inclusas ou entre os cristais de micas.

Como minerais acessórios ou acidentais, além do corindon, rutilo e sericita, em algumas das rochas,

também ocorrem raros cristais finíssimos de zircão metamitizado associado ao rutilo, além de minerais opacos, turmalina, cianita, biotita, e outros minerais não identificados.

Um cristal de cianita, parcialmente corroído, atravessado por veios de margarita, muscovita e coríndon, com minerais perpendiculares às suas bordas, foi observado na amostra PAT-3127-D (J5), indicando o consumo da cianita na cristalização das micas tardias que constituem o veio.

Devido à granulação muito fina ou às alterações que os afetaram, outros minerais foram opticamente identificados, preliminarmente, como andaluzita (parcialmente pirofilitizada), apatita, stilpnomelano, biotita e paragonita. Alguns porfiroblastos não identificados, transformados em hidróxidos de ferro, também foram verificados.

A difratometria de raios X (TABELA 5) de uma amostra revelou ainda a presença de provável brushita que, se confirmada, pode ser devida a alterações intempéricas de minerais fosfáticos, e de ilmenorrutilo. Duas raia que poderiam corresponder à safirina foram também identificadas.

FOTO 61 - Detalhe de um marundito do P-3117 (I21), com margarita fina envolvendo cristais anhédricos a subhédricos de coríndon, com manchas azuis e minerais opacos subordinados. Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 2 mm.

Uma outra amostra, proveniente do P-1905 (N15), a V-1905-E, é mineralógica- e texturalmente relativamente peculiar às demais. É formada essencialmente por micas (ao redor de 70% do volume da rocha) muito finas (margarita e sericita), rutilo e clinozoisita. As micas estão dispostas em arranjo fibrorradiado, às vezes formando estruturas ovaladas um pouco maiores que os demais constituintes. A clinozoisita tem formas ovóides, com 0,5 - 1,0 mm de diâmetro maior, cor azul anômala, e está concentrado em manchas, juntamente com rutilo muito fino, ou está, mais raramente, disseminado pela rocha. Subordinadamente ocorrem grãos isolados de quartzo, microclina e plagioclásio de granulação muito fina e biotita associada às outras micas. Minerais opacos são finos e dispersos e também ocorrem porfiroblastos pouco maiores de margarita e anfibólio, provavelmente de cummingtonita.

As texturas e a associação com metabasitos e rochas metavulcanoclásticas básicas e ácidas parcialmente hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo, sugerem origem vulcanoclástica e transformações

químicas singenéticas de depósitos localizados de argilas epiclásticas, como proposto por Willner, Schreyer & Moore (1990), assunto este que será analisado no CAPÍTULO VIII.

1.2 Formação Nhanguçu

1.2.1 Metapelitos manganésíferos

De modo geral, são rochas com estruturas bandadas e laminadas, dadas por leitos mais ricos em quartzo, micas e minerais opacos, e texturas grano-lepidoblásticas a lepidoblásticas, não faltando texturas porfiroblásticas dadas pela presença de granada. Embora estes litotipos estejam intensamente transpostos, pôde-se reconhecer freqüentemente o acamamento sedimentar através da distribuição da mica, do quartzo e dos minerais opacos em leitos preferenciais. Todos estes minerais estão reorientados e recrystalizados na S_1 ou na S_2 .

Na FIGURA 80 pode ser observada a relação existente entre a cristalização dos minerais que compõem estes litotipos e as foliações metamórficas que os afetaram.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF		ANF		XV		XV	
CLORITA	? — —		— — ?					
MUSCOVITA/SERICITA								
BIOTITA	— — — —		— — — —					
QUARTZO								
OPACOS					— — —			
GRANADA		— — — —		— — — —				
EPÍDOTO						— —		
CORDIERITA (?)	— — — — ?							
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3		S4	

FIGURA 80 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos manganésíferos da Formação Nhanguçu - Relação de cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

O litotipo mais comum é constituído essencialmente por quartzo e muscovita/sericita de granulação fina, em geral predominando o primeiro, e minerais opacos, essencialmente magnetita e hidróxidos de manganês. Em outros casos pode predominar amplamente a mica branca.

Granada é um constituinte sempre presente. Forma cristais anhédricos poiquiloblásticos com dimensões maiores orientadas paralelamente à S_1 , que preservam inclusões retilíneas, não deformadas, indicando cristalização principalmente posterior à S_1 , às vezes rotados pela S_2 e com cristalização acretiva neste período.

Ao microscópio são também observados típicos agregados de sericita com formas ovóides ou lenticulares, envolvidos por películas de hidróxido de ferro (anéis de Liesegang?), que podem ser derivados da alteração de cordierita rica em ferro.

Podem ter limonita abundante (derivada de sulfetos?) devido à alteração intempérica.

Em algumas amostras foram observados finos intercrescimentos de muscovita incolor com mica acastanhada escura, provavelmente correspondendo a flogopita ou biotita.

Ocorrem nesta unidade, de modo subordinado, rochas ricas em biotita e muscovita, com clorita e minerais opacos em menor quantidade.

A biotita forma cristais finos, alguns um pouco maiores, com a muscovita/sericita geralmente intercrescida. Ambos ocupam espaços entre os grãos de quartzo. Minerais opacos finos estão distribuídos regularmente por toda a lâmina. A granada constitui pequenos porfiroblastos poiquiloblásticos e epidoto encontra-se apenas junto a fraturas.

1.2.2 Rochas cálcio-silicáticas e carbonáticas

As rochas cálcio-silicáticas da Formação Nhanguçu são macroscópica- e petrograficamente distintas das da Formação Morro da Pedra Preta. Variam desde metapelitos cálcio-silicáticos até metacalcários ou mármore.

Na FIGURA 81 pode-se notar os vários minerais destas rochas, bem como as relações existentes entre seus eventos de cristalização e as foliações metamórficas.

FÁCIES METAMÓRFICAS	XV	ANF		XV	ANF		XV		XV	
ACTINOLITA	--	-----	--				--			
TREMOLITA	--	-----	--				--			
CUMMINGTONITA		-----	--							
BIOTITA		-----			-----					
CLORITA		-----			-----		-----			
FLOGOPITA		-----			-----					
MUSCOVITA					-----		-----			
CARBONATOS	-----	-----		-----	-----		-----			
CLINOZOISITA		-----	-----		-----	-----				
ZOISITA		-----	--							
CORDIERITA		-----	--							
EPÍDOTO		-----			-----		-----			
DIÓPSÍDIO		-----								
ESCAPOLITA		-----								
GRANADA		-----			-----					
MICROCLINA		?-----?			?-----?					
PLAGIOCLÁSIO		?-----?			?-----?					
QUARTZO	-----			-----			-----			
TALCO							-----			
OPACOS							-----			
TITANITA					-----					
TURMALINA		-----					-----			
FOLIAÇÃO		S1			S2		S3		S4	

FIGURA 81 - Grupo Serra do Itaberaba - Rochas cálcio-silicáticas e carbonáticas da Formação Nhanguçu. Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Dois principais conjuntos foram separados, quais sejam:

a) Metapelitos cálcio-silicáticos

Estes litotipos ocorrem inseridos na unidade de filitos manganíferos, distinguindo-se deles por apresentarem em sua composição mineralógica minerais cálcio-silicáticos como a tremolita-actinolita, epidoto e flogopita. Estes minerais surgem como acessórios em algumas áreas, concentrando-se em camadas, até formar as rochas cálcio-silicáticas propriamente ditas ou metacalcários e mármore.

Portanto, estas rochas ocorrem de modo subordinado na unidade metapelítica, em geral, com variável contribuição de precipitados químicos, como óxidos e hidróxidos de manganês e ferro e de sílica (*chert*). Esta distribuição é devida às variações locais nas condições físico-químicas do ambiente deposicional.

As rochas são macroscopicamente semelhantes a filitos ou xistos finos. Têm cor cinza azulada, bandas e lâminas mais escuras (ricas em minerais opacos) e outras brancas, cauliniticas. O quartzo sempre é um constituinte importante.

Microscopicamente são laminadas ou bandadas, com textura granolepidoblástica, quase sempre porfiroblásticas. A granulação da matriz varia entre 0,01 e 0,05 mm e é formada essencialmente por quartzo,

flogopita e epidoto, com minerais opacos e granada como constituintes menores ou traços. Apatita, turmalina, allanita (?), zircão (?) e hematita são minerais acessórios ou acidentais.

A passagem destas rochas para os metapelitos anteriormente descritos se dá pela substituição de flogopita pela biotita e muscovita e pela redução, até o desaparecimento, do epidoto.

A flogopita forma pequenos cristais anhédricos e orientados na S_2 e crenulados. Tende a estar concentrada em lâminas paralelas às definidas pelos demais constituintes, predominantemente pelo quartzo, com finos minerais opacos disseminados ou alinhados. Pode também, mais raramente, estar orientada quase ortogonalmente à estruturação S_1/S_0 , onde tende a formar um bandamento diferenciado paralelo à S_2 .

O quartzo é fino, está deformado e reequilibrado em grãos menores, com contatos irregulares entre eles.

Os minerais opacos finos também orientam-se na S_2 e segundo os planos de crenulação, devido à recristalização metamórfica ou, mais raramente, às remobilizações.

O epidoto fino pode ter núcleos mais antigos amarelos (allanita?), está orientado na S_2 , mas ocorre mais freqüentemente como porfiroblastos poiquiloblásticos com abundantes inclusões de minerais opacos, quartzo e flogopita, com formas bastante irregulares, aparentando de corrosão, ou como prismas curtos subhédricos orientados na S_1/S_0 . Estão bastante deformados, dobrados e fraturados e as relações texturais indicam duas gerações, uma, prévia ao desenvolvimento da S_2 durante a fase final da S_1 , e outra, no final e após ao desenvolvimento da S_2 .

A granada ocorre com texturas idênticas, destacando-se apenas por ter sua blastese iniciada no final da S_2 e continuada após interrompidas as deformações.

A turmalina tem núcleos com bordas ricas em inclusões e, juntamente com apatita, ocorre como finíssimos cristais dispersos.

Goethita e limonitas preenchem finíssimas fraturas e são os principais secundários, ocorrendo também raramente stilpnomelano, provavelmente devido ao retrometamorfismo de biotitas.

Nestas rochas intercalam-se camadas de até 10 m de espessura de rochas cálcio-silicáticas de cor cinza escura acastanhada, laminadas, que correspondem às fácies mais carbonáticas deste conjunto. São constituídas essencialmente por tremolita, com tendência a actinolitas cálcicas e epidoto, com ou sem cummingtonita, além de quartzo, minerais opacos, diopsídio e microclina como constituintes menores.

A tremolita forma cristais finos, poiquiloblásticos, às vezes com mais de 1 cm de comprimento, com bordas esfiapadas, às vezes em arranjo fibrorradiado, reequilibrados em grãos menores. Estão sempre parcialmente transformados em epidoto e têm microclina fina, geminada, associada.

A cummingtonita é posterior à tremolita-actinolita e forma grandes agregados de porfiroblastos em arranjo radiado, semelhantes àqueles dos anfíbolitos hidrotermalizados-metassomatizados.

Diopsídio ocorre somente no núcleo de cristais de tremolita-actinolita.

Em algumas rochas foram observadas dolomita e calcita abundantes (20-25% em volume), com quartzo alcançando 30-35% do volume e flogopita em volume pouco inferior ao dos carbonatos. Porfiroblastos poiquiloblásticos de epidoto, grosseiramente concentrados em lâminas, com núcleos mais escuros, ricos em inclusões de minerais opacos, e de possível allanita, são também freqüentes.

Minerais opacos finos são acessórios e turmalina é bastante rara nestes litotipos.

b) Mármore e metacalcários

Os três corpos principais cartografados apresentam característicos petrográficos bastante distintos, refletindo variações na composição química do sedimento.

As rochas que constituem o Corpo Norte (J20) são formadas essencialmente por carbonatos, com quartzo e flogopita subordinados, minerais opacos acessórios e turmalina zonada acidental.

A rocha apresenta uma certa laminação dada principalmente pela distribuição dos minerais opacos e está bem foliada.

Foram identificados microscopicamente principalmente dolomita, com calcita subordinada, confirmadas por difração de raios X. Quando algo alterados, os carbonatos liberam hidróxidos e óxidos de ferro e manganês, devendo corresponder a dolomitas, com substituição parcial de magnésio por manganês e ferro, ou a rodocrosita e/ou siderita, cujas presenças foram sugeridas pela difração de raios X (TABELA 5).

O quartzo forma grãos isolados dispersos entre os cristais de carbonatos, arranjados levemente segundo uma laminação composicional. A mesma orientação tem os cristais de flogopita que se distribuem pela rocha.

O epidoto forma pequenos porfiroblastos que englobam os demais minerais, mas também distribui-se preferencialmente em leitos, tendo sido, desta forma, gerado ao final e após o desenvolvimento da foliação que está subparalelizada ao acamamento, que pode ser a S_1 ou S_2 , pois não foi possível caracterizá-la microscopicamente.

No Corpo Central da faixa (J19) as rochas são maciças a bandadas, foliadas, e compostas essencialmente por calcita e flogopita, com quartzo, clorita e sericita subordinadas e minerais opacos, epidoto, titanita, turmalina, plagioclásio e allanita acessórios ou acidentais.

O carbonato está representado pela calcita, também identificada através de difratometria de raios X, disposta em arranjo granoblástico. Minerais opacos dispersos, às vezes identificados como pirita, são também verificados e estão levemente concentrados em leitos.

A clorita tende a formar pequenos agregados radiados, deformados tectonicamente e, aparentemente, parcialmente transformados em flogopita, com epidoto fino associado. Flogopita está dispersa pela lâmina e o epidoto pode tender a se concentrar em leitos mal definidos ou está disperso.

Já o Corpo Sul (O15) apresenta composição mais magnesiânica e mineralogia mais diversificada. É formado essencialmente por carbonatos (40 a mais de 60% do volume da rocha), com tremolita relativamente abundante, podendo ser algo mais actinolítica em alguns leitos. Subordinadamente ocorrem epidoto e diopsídio. Minerais opacos, talco, titanita, quartzo, rutilo, plagioclásio, zircão e escapolita são minerais acessórios ou acidentais.

Os carbonatos formam agregados granoblásticos e, mais raramente, cristais subhédricos. Têm contatos irregulares e distribuem-se aproximadamente em leitos, com grãos de quartzo e epidotos associados.

O quartzo disperso aparenta ter ainda preservadas feições primárias, de grãodetríticos pouco arredondados, agora deformados e recrystalizados em grãos menores.

A tremolita ou tremolita-actinolita forma cristais bastante deformados e fraturados, reequilibrados metamorficamente em grãos menores. São seguramente anteriores à S_2 , mas ocorre também uma nova geração cristalizada na S_2 . Podem também estar transformados em talco e/ou clorita magnesiânica. O piroxênio, em paragenese com os anfíbios da primeira geração, está epidotizado e localmente transformado em talco.

O epidoto tem núcleos mais escuros, com blastese posterior e recrystalização na S_2 . Transformações

para clorita também foram observadas.

Titanita euhédrica e rutilo associam-se aos minerais opacos, com raros zircões finos. A escapolita é granular e está dispersa em meio a carbonatos e talco, no contato com a tremolita.

1.2.3 Metapelitos peraluminosos

As rochas desta unidade são xistos finos com andaluzita, com granulação variando de 0,02 - 0,07 mm, textura lepidoblástica porfiroblástica, com leitos granoblásticos e estrutura finamente laminada e bandada.

Estruturalmente possuem uma foliação intensa, paralela a pouco oblíqua ao acamamento sedimentar, muitas vezes quase que totalmente destruída por uma segunda foliação da mesma espécie, reconhecida em microlitos preservados ou por pequenas dobras. As micas geradas durante a S_1 sofreram fortes reduções na granulação, devido ao desenvolvimento da S_2 . Está superposta uma crenulação que varia muito de intensidade, estando, às vezes, mal desenvolvida e, às vezes, tendo transposto quase que totalmente as foliações anteriores.

A relação dos minerais metamórficos com as foliações pode ser vista na FIGURA 82.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF		ANF		XV		XV
CLORITA							
MUSCOVITA/SERICITA							
ANDALUZITA							
QUARTZO							
MAGNETITA							
TURMALINA							
OPACOS							
GRANADA							
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3		S4

FIGURA 82 - Grupo Serra do Itaberaba - Metapelitos peraluminosos da Formação Nhanguçu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Muscovita fina, sericita e quartzo são os constituintes principais das rochas e, secundariamente, podem ocorrer magnetita (até 10% do volume da rocha), clorita (até 10%) e andaluzita (até 5%). As micas brancas estão concentradas preferencialmente em leitos e isorientadas na foliação principal. Comumente desenham dobras pequenas e estão deformadas pela crenulação, nos planos das quais estão sempre recrystalizadas.

O quartzo tem extinção levemente ondulante e apresenta-se preferencialmente concentrado em leitos, com textura tendendo à de equilíbrio metamórfico. Comumente constitui agregados com formas ovóides, dispersos pela rocha. Têm quase sempre contatos retos com os planos da S_2 , indicando dissolução sob pressão. Algumas formas arredondadas sugerem texturas detríticas originais, parcialmente preservadas.

A clorita concentra-se quase que totalmente nos leitos quartzosos e está estruturalmente orientada de modo semelhante à muscovita. Opticamente foi identificada como penninita-grochauita.

As sericitas, incipientemente recrystalizadas, estão dispostas segundo duas outras orientações, relacionadas à quarta e à quinta fases deformacionais.

Os minerais opacos são principalmente a magnetita, possivelmente ilmenita e, às vezes, também ocorre grafita fina. Têm comumente formas euhédricas e foram recrystalizados nos planos da S_1 e principalmente da S_2 , muito embora, em algumas lâminas, possam ser verificadas disposições originais paralelas ao acamamento.

Andaluzita ocorre como cristais euhédricos a subhédricos, e até mesmo anhédricos com até mais de 3 mm, com a S_2 amoldada ao redor. Foram também verificados alguns porfiroblastos oclares, constituídos por

grãos de quartzo recristalizados e com andaluzita capeando-os.

Pelo menos dois eventos de cristalização de andaluzita ocorreram, um mais antigo, tardio em relação a S_1 , pois tem S_1 (quartzo, minerais opacos e sericita) aproximadamente com orientações retilíneas e onduladas nas bordas, pré- S_2 , e um mais novo sin- a pós- S_2 (FOTO 62). Estão parcialmente rotados e deformados pela S_3 , quando esta é mais intensa, tendo havido também, durante esta fase, cristalizações acretivas e/ou recristalizações pouco intensas.

Em algumas amostras, a andaluzita pode estar ausente, ou totalmente estirada e transformada em pirofilita. Quando preservada, seu pleocroísmo tem a seguinte fórmula: x = incolor a rósea, y = verde-claro e z = verde-claro.

FOTO 62 - Porfiroblastos rotados de andaluzita com núcleos (levemente menos extintos) contendo a S_1 retilínea (mais evidente no porfiroblasto da esquerda) a levemente ondulada, capeados por andaluzita que contém a S_2 , e com a crenulação fracamente desenvolvida amoldada ao redor. Com analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Os principais acessórios são a turmalina, apatita, zircão, rutilo e grafita. A turmalina é fina, geralmente euhédrica e, freqüentemente, tem origem posterior à S_2 ou à S_3 . Pode ter núcleos arredondados envoltos por material rico em inclusões de minerais opacos e/ou quartzo e formas externas euhédricas, sugerindo texturas detríticas que sofreram cristalização acretiva. Tem cores comumente verdes (schorlitas), mas as de cores verde-rosa (mais dravíticas) podem ser localmente bastante freqüentes, formando pequenas disseminações em "manchas", por sua vez concentradas em bandas definidas, com magnetita associada. Comumente foi recristalizada em fraturas. Em alguns afloramentos, chegam a constituir típicos turmalinitos. Estes leitos podem representar antigos sedimentos ricos em boro, ou até mesmo evaporitos associados a ambientes exalativos vulcanogênicos, como será visto na discussão da petrogênese dos turmalinitos (CAPÍTULO VIII).

O zircão não ocorre em todas amostras, mas é particularmente abundante na PP-675B do P-675 (R13). Os cristais são finos e detríticos, com formas arredondadas, ou são fragmentos arredondados, ambos tipos apresentando cristalização acretiva devida ao metamorfismo.

Na pequena lente de metapelitos cartografada na extremidade sul da área, ao redor do local (U7), ocorrem, juntamente com os agregados de pirofilita/sericita, pequenos porfiroblastos anhédricos de granada, estirada por deformações cataclásticas e parcialmente transformadas em clorita.

1.3 Formação Pirucaia

Petrograficamente os litotipos foram agrupados nos seguintes conjuntos:

1.3.1 Quartzitos

A relação dos minerais metamórficos dos quartzitos e dos metarcóseos com as foliações pode ser observada na FIGURA 83.

FÁCIES METAMÓRFICAS	ANF		ANF		XV		XV	
CLORITA			---					
MUSCOVITA			---					
BIOTITA MARROM	---							
BIOTITA VERDE					---			
QUARTZO								
PLAGIOCLÁSIO	---							
FELDSPATO POTÁSSICO	---							
OPACOS								
AL ₂ SiO ₅ (PSEUDOMORFOS)	---		---					
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3		* S4	

FIGURA 83 - Grupo Serra do Itaberaba - Quartzitos e metarcóseos da Formação Pirucaia - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Apenas três amostras foram estudadas, provenientes dos P-2866 (J9), P-2900 (O8) e P-1584 (B20).

A primeira delas é formada essencialmente por quartzo (98% do volume) granoblástico intensamente estirado e fraturado, recristalizado em grãos menores nas bordas. Muscovita ocorre de modo subordinado, como finos cristais deformados entre os grãos de quartzo e às vezes como inclusões nestes. Minerais opacos muito finos estão concentrados em filmes paralelos à foliação principal. Em quantidades muito pequenas, ocorrem ainda grãos de zircões, quase sempre arredondados ou subarredondados, alguns deles intensamente metamitizados e outros não, raros de rutilo, quase que totalmente leucogenizados, e de apatita, como finíssimas inclusões no quartzo. As formas dos zircões indicam relíquias de texturas clásticas primárias.

A amostra F-697-R do P-2900 tem, relativamente à anterior, menor quantidade de quartzo (90%), mas as texturas e estruturas são semelhantes. Subordinadamente ocorrem pseudomorfos sericitizados, provavelmente derivados de feldspatos e biotita (cerca de 2 - 3% do volume da rocha), muito deformada, isorientada na foliação. Os acessórios são constituídos por minerais opacos, turmalinas com aspecto detrítico e raros anfibólios.

A terceira amostra é proveniente do pequeno corpo de quartzito encaixado em xistos encravados nos granitóides Serra da Pedra Branca (SPB-1584). Tem 85-90% em volume de quartzo, com biotita subordinada, intercrescida com muscovita. Minerais opacos e micas são acessórios e têm associadas limonitas secundárias.

1.3.2 Metarcóseos

Nos afloramentos dos P-1305 (M9), ocorrem rochas de granulação fina, algo bandadas ou laminadas em função da maior concentração de biotita, que têm característicos mineralógicos, estruturais e associação de campo que sugerem tratar-se de metarcóseos.

As amostras estudadas associam-se aos quartzitos da Formação Pirucaia e têm composição granítica.

São formadas por quartzo granuloso, bastante sugestivo de serem formas de arredondamento, apesar

das deformações e recrystalizações. Pode ser relativamente mais abundante em alguns leitos, sugerindo antigos leitos mais quartzosos transpostos.

Pertitas são muito freqüentes, com albita em venulações ou filmes, fraturadas e parcialmente transformadas em microclina. Esta também ocorre nos interstícios entre os grãos maiores.

Os plagioclásios estão quase sempre geminados e são frescos ou pouco alterados. Têm formas arredondadas, composição de oligoclásio ($Ab_{80-78}An_{20-22}$) e têm as bordas recrystalizadas para tipos mais cálcicos. Um cristal de labradorita parcialmente recrystalizado para tipos mais sódicos foi também encontrado, indicando origem clástica para, pelo menos, parte deles.

A biotita é marrom, tem granulação fina, está dispersa pela lâmina, mas concentra-se em alguns leitos delgados, com minerais opacos e epidoto associados nas bordas e na clivagem.

Mirmequita é bastante freqüente, mas ocorre em menor quantidade que a biotita, e os minerais acessórios ou acidentais são a turmalina (verde, euhédrica, fina), apatita (aparentemente arredondadas), zircões (arredondados ou euhédricos, zonados e, às vezes, metamitizados), allanita (fragmentada, alterada e com epidoto nas bordas) e cristais de titanita, sempre juntos da biotita.

Na maioria dos minerais podem ainda ser identificadas relíquias de texturas clásticas, geralmente muito mal preservadas.

2 GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU

2.1 Metaconglomerados e Metabrechas

Os minerais constituintes e seus eventos de cristalização relacionados com as foliações podem ser observados na FIGURA 84.

Os metaconglomerados e metabrechas têm matriz de granulação muito fina ($\approx 0,03$ mm), onde se nota nitidamente o acamamento sedimentar original, dado por lâminas e bandas de diferentes composições mineralógicas e grãos de quartzo com textura clástica. Apresentam foliação paralela/subparalela ao acamamento e estão crenuladas. Os seixos e fragmentos sempre apresentam uma foliação anterior à da matriz, ou seja, são derivados de rochas metamórficas preexistentes.

FÁCIES METAMÓRFICA	XV	XV	XV
BIOTITA	---	---	---
CLORITA	---	---	---
MUSCOVITA	---	---	---
QUARTZO	---	---	---
CALCITA	---	---	---
EPÍDOTO	---	---	---
LEUCOXÊNIO	---	---	---
RUTILO	---	---	---
MAGNETITA	---	---	---
PLAGIOCLÁSIO	---	---	---
TURMALINA	---	---	---
FOLIAÇÃO	S1	S2	S3

FIGURA 84 - Grupo São Roque - Metaconglomerados e metabrechas da Formação Piragibu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

A composição mineralógica da matriz é bastante variada, ocorrendo essencialmente sericita ou muscovita esverdeada de granulação fina, clorita e quartzo. Na amostra G-1333 (M5) foi verificada a presença de bio-

tita ao invés de clorita. As micas e o quartzo estão arrançados em textura granolepidoblástica a lepidoblástica e estão deformados, apresentando o quartzo extinção ondulante, às vezes recrystalizados em grãos menores. Grãos pouco maiores de quartzo têm formas originais arredondadas ou angulosas.

Os minerais acessórios são a magnetita, leucóxênio, rutilo, epidoto, allanita, turmalina, carbonatos (quase sempre remobilizados), plagioclásio, zircão fino, apatita e muscovita grossa, detritica. A magnetita e o epidoto mostram intensa cristalização tardi-metamórfica, mas preservaram ainda característicos de sua origem detritica, bem como a allanita e a turmalina. Rutilo está comumente associado aos leitos de minerais pesados. Na turmalina puderam ser observadas texturas devidas à cristalização diagenética e à metamórfica, esta última acretiva sobre camadas ricas em inclusões e minerais opacos, por sua vez envolvendo núcleos de turmalina límpida, às vezes com pleocroísmo distinto do das partes mais externas. Os minerais pesados estão nitidamente concentrados em leitos delgados, evidenciando o acamamento original. Podem também concentrar-se junto aos fragmentos, indicando concentração original pelos processos hidrodinâmicos.

Dentre os seixos e fragmentos predominam, em seqüência decrescente de abundância, muscovita xistos, com granulação mais grossa que a muscovita da matriz, quartzito sericítico, com minerais opacos e com lentes de quartzo mais grosso, epidoto quartzito, quartzito carbonático, xistos finos com muscovita, clorita e magnetita, filitos e epidositos. Ocorrem também alguns fragmentos de uma rocha com quartzo, carbonatos, epidoto, plagioclásio e biotita cloritizada, sugerindo ter sido metabasito hidrotermalizado, assim como outros formados por clorita (80% do volume da rocha), quartzo (15%), leucóxênio (4%), epidoto (1%) e minerais opacos leucoxenizados (traços).

As metabrechas são mineralógica- e composicionalmente semelhantes, mas estão intensamente crenuladas e têm fragmentos angulosos principalmente de quartzo (parcialmente dissolvido sob pressão e recrystalizado) e de quartzito sericítico com minerais opacos. Frequentemente podem estar estirados nas foliações metamórficas.

2.2 Filitos, Metarritmitos, Metarcóseos e Quartzitos

As rochas mais abundantes do Grupo são os filitos e os metarritmitos com ou sem feldspatos.

A relação dos minerais metamórficos com as foliações pode ser observada na FIGURA 85.

FÁCIES METAMÓRFICA	XV		XV		XV	
BIOTITA	----		----			
CLORITA	-----		-----			
SERICITA/MUSCOVITA	-----		-----			
QUARTZO	-----		-----			
PLAGIOCLÁSIO	-----					
TURMALINA	-----		-----			
FELDSPATO POTÁSSICO	-----					
ANDALUZITA (?)	-----					
GRANADA	---					
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3	

FIGURA 85 - Grupo São Roque - Filitos, metarritmitos, metarcóseos e quartzitos da Formação Piragibu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

Os filitos têm textura lepidoblástica a granolepidoblástica, granulação ao redor de 0,03 mm, com evidente foliação paralela ao acamamento sedimentar, com as texturas clásticas da rocha original ainda bem preservadas.

Principalmente as rochas que afloram a noroeste do Grupo Serra do Itaberaba exibem uma crenu-

lação bem desenvolvida, que chega por vezes a transpor totalmente a foliação e o acamamento anterior.

Próximo às zonas de falha estão parcialmente milonitizados, apresentando, nestes casos, fraturas preenchidas por quartzo mal cristalizado e limonitas, bem como microporfiroblastos de epidoto em alguns locais.

A estrutura laminada é dada por leitos de diferentes composições mineralógicas, embora não seja tão evidente quanto nos ritmitos. São formados essencialmente por sericita, clorita e quartzo, este às vezes, formando agregados de cristais anhédricos e deformados, indicando antigos grãos pouco maiores, recrystalizados. A clorita (clinocloro) ocorre intercrescida com a sericita e tem bordas recrystalizadas para clorita de composição diferente, não identificada. À clorita mais antiga associa-se, raramente, biotita em equilíbrio metamórfico, ambas dispostas na S_1/S_0 , juntamente com minerais opacos. A biotita também está parcialmente transformada para clorita na periferia dos cristais.

Turmalinas com bordas diagenéticas ricas em inclusões, envolvidas por turmalinas metamórficas, estão, por vezes, dobradas pela crenulação. Minerais opacos ocorrem concentrados em leitos da S_0 , recrystalizados e reorientados nos planos da crenulação e têm zircões finos, arredondados, quase sempre metamitizados, associados. Leucóxênio também não é raro. Os minerais opacos são principalmente magnetita, titanomagnetita e, às vezes, grafita e pirita.

Algumas rochas com aspecto macroscópico de ardósias, têm biotita verde clara em maior porcentagem (até 15% do volume) e granulação ligeiramente mais grossa. Nota-se nestas a passagem da clorita para biotita, evidenciando o incremento do grau metamórfico, por sua vez retrometamorfisadas para clorita nas bordas. Núcleos de sericita nas biotitas não são raros.

Alguns litotipos, como exemplificado pela amostra I-1513 do P-1513 (L20), chegam a ter cerca de 20-25% em volume de plagioclásios andesínicos arredondados, fraturados, corroídos, saussuritizados, às vezes geminados e com manchas de reequilíbrio metamórfico. As texturas de reequilíbrio metamórfico e a composição são muito semelhantes às dos plagioclásios dos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba. Alguns feldspatos potássicos alterados também ocorrem, bem como biotita detritica.

Nos metarritmitos do P-1455 (J21), observou-se biotita intercrescida com muscovita fina, com uma foliação de crenulação intensamente transposta por uma segunda crenulação, que também afetou pequenos porfiroblastos de formas losangulares alterados para sericita e quartzo, com minerais opacos subordinados, sugerindo terem sido andaluzitas retrometamorfisadas durante a crenulação. Nesta rocha ocorrem turmalinas de uma cristalização tardia, posterior à segunda crenulação.

O conjunto dos litotipos, nos sentidos nordeste e, principalmente, noroeste, a partir do canto sudeste do mapa geológico-estrutural do ANEXO I, apresentam um incremento na recrystalização metamórfica que fez com que os filitos se transformassem em xistos muito finos, até mesmo, de granulação fina a média. As estruturas laminadas e bandadas permanecem, com leitos quartzosos ou quartzo micáceos alternados com outros micáceos. Nestes litotipos, a biotita torna-se um constituinte freqüente, alcançando até mais de 45% do volume da rocha. Em alguns casos, a biotita é nitidamente posterior à S_1 , estando os cristais dispostos isorientadamente, com ângulo forte em relação à foliação S_1 . Em outros, associa-se com a muscovita, estando comumente intercrescida, evidenciando equilíbrio metamórfico. A muscovita também ocorre de duas formas, uma desenvolvida juntamente com a foliação S_1 e outra tardia, formando pequenos porfiroblastos deformados pelas crenulações ou pela foliação milonítica. Muito raramente observou-se, nestas rochas, granadas finas a muito finas, limonitizadas, tardias em relação à S_1 .

Este conjunto de litotipos aflora principalmente ao longo de zonas de cisalhamento, estando, conse-

qüentemente, com uma foliação cataclástica intensa, que muitas vezes os transforma em verdadeiros milonitos ou filonitos, pela transposição da xistosidade anterior.

Concomitante ao desenvolvimento da foliação milonítica, ocorreu cristalização da sericita, formada às expensas da muscovita, recristalização da biotita, havendo, neste caso, liberação de minerais opacos (parcialmente limonitizados por processos intempéricos) e cristalização de cloritas. Localmente ocorre cristalização de biotitas retrometamórficas, bem observável nas zonas de sombra de pressão de agregados de quartzo porfiroclásticos recristalizados em grãos menores, algumas delas tardias ou posteriores aos eventos de milonitização. Pequenos veios de quartzo transpostos e reequilibrados são bastante comuns e muitas vezes ocorrem sulfetos de cristalização posterior à deformação cataclástica.

Os metarcóseos ou metagrauvacas têm uma foliação paralela ao acamamento sedimentar dada pela cristalização da clorita c, na amostra laminada I-1513 (M20), estão parcialmente milonitizados. Os feldspatos (plagioclásios e feldspatos potássicos) estão quase sempre alterados, mas exibem, tal qual o quartzo, o arredondamento dos grãos, apesar da recristalização que os afetou. Turmalinas, zircões detríticos, muscovita e biotita também ocorrem. Minerais opacos, incluindo piratas, são minerais acessórios.

Os quartzitos (TABELA VI - ANEXO VII) são formados por grãos finos (0,1 - 0,2 mm), preservando perfeitamente o arredondamento do transporte sedimentar. O quartzo perfaz cerca de 80% do volume da rocha, com o restante formado por micas finas. Os grãos de quartzo podem estar muito pouco recristalizados e orientados e sempre associam-se plagioclásio (oligoclásio/andesina), parcial ou totalmente saussuritizados. Alguns minerais alterados, semelhantes a plagioclásio, estão intensamente cloritizados, sugerindo terem sido antigas cordieritas detríticas. Como minerais acessórios ocorrem turmalinas detríticas com bordas de cristalização diagênética, zircões, às vezes zonados, e sempre arredondados e fraturados, e minerais opacos. Entre os grãos um pouco mais grossos de quartzo ocorrem quartzo fino, recristalizado, clorita e sericita, que se amoldam ao redor dos grãos maiores e exibem fraca orientação paralela ao acamamento sedimentar. Carbonatos ocorrem como inclusões nos plagioclásios.

Algumas destas rochas, com evidente foliação tectônica paralela a S_0 , transposta por milonitização, têm biotita em sua composição, faltando quase que totalmente a sericita, como a do P-2715 (I24). A granulação é muito fina (0,01 - 0,04 mm, com estrutura laminada, dada pela alternância de leitos com espessuras ao redor de 0,1 - 0,2 mm, mais quartzosos ou micáceos, ou de granulações diferentes. Nestas rochas falta o plagioclásio, a biotita ocorre em equilíbrio com a clorita da primeira geração e está quase que totalmente cloritizada em evento posterior, principalmente em fraturas regulares, possivelmente uma clivagem de fratura relacionada à S_3 . Ocorrem também alguns leitos ricos em turmalina, transpostos, e minerais opacos, que chegam a compor mais de 25% do volume da banda. Os núcleos das turmalinas são de cor marrom e têm formas arredondadas envolvidas por turmalina verde, por vezes com inclusões de quartzo. A forma externa é euhédrica, devido à cristalização metamórfica. A turmalina está remobilizada em fraturas, juntamente com sulfetos parcialmente limonitizados pelo intemperismo. Zircão metamitizado também ocorre, mas é mais raro.

No ponto BF-1873 (A28) afloram pequenos leitos de tremolita-actinolita-epídoto-plagioclásio quartzitos intercalados em filitos. Têm estrutura laminada, estão foliados e são compostos por actinolita ou tremolita-actinolita, ou epídoto e plagioclásio concentrados em lâminas, alternadas com outras mais quartzosas. O plagioclásio é, em geral, labradorita e está bem geminado. Como minerais traços ocorrem zircões, titanita e minerais opacos parcialmente leucogenizados e turmalina.

2.3 Metabasito

Foi estudada uma única lâmina desta rocha, proveniente do P-1349 (M2).

A relação de cristalização dos minerais metamórficos com as foliações está na FIGURA 86.

FÁCIES METAMÓRFICA	XV		XV		XV	
✓ TREMOLITA/ACTINOLITA	----	---	---			
✓ OPACOS	----					
✓ ALBITA	----		----			
OLIGOCLÁSIO	-----	---				
CLINOZOISITA	----		----			
EPÍDOTO			----			
✓ CLORITA	----	----	----			
✓ CALCITA	---		----			
✓ QUARTZO		----				
✓ TITANITA	----					
✓ LEUCOXÊNIO	---	----	----			
FOLIAÇÃO	S1		S2		S3	

FIGURA 86 - Grupo São Roque - Metabasito da Formação Piragibu - Relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações.

O anfibólio é a tremolita-actinolita, comumente como pseudomorfos do piroxênio original, que está intensamente cloritizado e tem epidoto associado parageneticamente.

Nos plagioclásios, com formas tabulares mal preservadas, observaram-se núcleos de, provavelmente, andesina com bordas de oligoclásio. Grãos menores, recristalizados nas bordas e entre os demais, são de albita. Estão intensamente transformados em clinozoisita (nas bordas), associada com clorita, especialmente quando em contato com anfibólios, com típicas bordas de reação. Carbonatos e quartzo são relativamente freqüentes.

Os minerais opacos estão quase que totalmente transformados para leucoxênio e alguns epidotos de blastese tardia também ocorrem, bem como titanita, às vezes subhédrica.

A clorita tem cores anômalas, vermelho a roxo escuro e cor de vinho, indicando composição rica em cromo sendo, possivelmente, uma cromo-penninita.

Actinolitas aciculares, de geração mais tardia, são encontradas associadas à clorita.

3 ROCHAS GRANITÓIDES

A distribuição dos corpos de granitóides descritos a seguir pode ser observada na FIGURA 21, as análises petrográficas na TABELA 16 (ANEXO VI) e a composição mineralógica nos diagramas QAP, na FIGURA 87.

3.1 Granitóides da Suíte Não Porfírica

3.1.1 Granitóides Pau Pedra

As rochas deste corpo (1a e 1b) apresentam composição mineralógica variando de granitos (3a e 3b) a granodioritos. Os granitos concentram-se preferencialmente nas bordas do corpo e constituem-se no litotipo principal das remobilizações e injeções mais tardias. Os granodioritos, com transições para granitos, situam-se

principalmente no interior do corpo. A granulação varia de média a grossa, predominando a última. Fácies porfíricas praticamente não ocorrem.

O plagioclásio tem composição oligoclásio-andesina, é comumente zonado e com núcleos mais andesínicos. Encontra-se quase sempre intensamente saussuritizado e deformado.

Os feldspatos potássicos estão representados por pertitas e microclina. As pertitas são finas e estão bastante deformadas e recristalizadas, sendo bastante abundantes as exsoluções de albita e as transformações para microclina fina, sem inclusões, concentradas em fraturas ou em faixas mais deformadas. Muitas vezes os feldspatos potássicos parecem ser, relativamente às deformações cataclásticas, mais tardios, sugerindo remobilização ou aporte metassomático de potássio no sistema durante fases intermediárias a tardias do evento deformacional.

O quartzo tem extinção fortemente ondulante, forma lentes contidas na foliação tectônica e está reequilibrado em grãos menores.

Existe uma leve tendência destes três minerais para se distribuírem mais ou menos isoladamente em bandas preferenciais. Constituem, em conjunto, entre 87 - 93% do volume da rocha.

Subordinadamente ocorrem mirmequitas, biotita verde-clara a escura (esta mais antiga), disseminada em delgados leitos contínuos. Os cristais de biotita estão bastante deformados e recristalizados. Associam-se, como minerais acessórios, principalmente minerais opacos, apatita, zircão, titanita, fluorita, allanita e, como minerais secundários, rara muscovita, originada a partir de biotita e epidoto (ou clinozoisita). Associado aos plagioclásios ocorrem sericita, clinozoisita e carbonatos produzidos por saussuritização.

A allanita tem, às vezes, borda de epidoto, este tendendo em alguns casos a formas euhédricas. A titanita é euhédrica, bem como apatita (relativamente grossa) e os zircões. Estes apresentam, por vezes, uma cristalização acretiva em camadas e ocorrem como cristais mais grossos, metamitizados, cor-de-caramelo, ou bem finos, incolores.

3.1.2 Granitóides Reago

O corpo lenticular Reago (2a) e um dos associados (2b) tem composição mineralógica granodiorítica a quartzo-monzonítica e está recortado por injeções graníticas. A granulação das rochas do conjunto é média a grossa, sendo os granitos relativamente mais grossos. A coloração cinza claro, às vezes um pouco mais escura, ou com tons rosados ou esverdeados, caracteriza os primeiros litotipos, e a rosa acinzentada, o segundo. Microscopicamente foram estudados apenas os tipos granodioríticos. Estes apresentam textura fortemente foliada, com os minerais bastante fraturados e cominuídos.

O plagioclásio pode ser zonado, tem composição média do oligoclásio, com os grãos menores de albita nas suas bordas. Está comumente muito saussuritizado. O cisalhamento estirou os grãos, tendo freqüentemente produzido grãos menores por reequilíbrio.

O quartzo apresenta-se principalmente como agregados com forma de lentes ou veios deformados, recristalizado como pequenos grãos, restando ainda extinção fracamente ondulante em alguns deles, às vezes mais intensa.

Os feldspatos potássicos estão representados principalmente por pertitas finas a mesopertitas, microclina e raros ortoclásios. As pertitas e mesopertitas estão bastante fraturadas e deformadas, comumente recristalizadas para microclina em manchas ou como grãos pequenos e límpidos junto aos planos de deformação. Inclusões de plagioclásio são freqüentes.

FIGURA 87 - Classificação mineralógica (QAP) das rochas granitóides. Os números dos diagramas correspondem aos dos corpos identificados na FIGURA 21.

A biotita está distribuída pela rocha, mas concentra-se em delgadas e contínuas faixas. Tem cor verde, está deformada e tem associada epidoto, minerais opacos, titanita, allanita, turmalina, fluorita, zircão, apatita e leucoxênio. O leucoxênio ocorre nas bordas dos minerais opacos, o epidoto freqüentemente envolve allanita, mas quando isolado, pode ter núcleos ricos em inclusões de minerais opacos. A turmalina é rara e tem cor azul-escura. A titanita é geralmente euhédrica e fluorita ocorre também como cristais euhédricos inclusos nos plagioclásios.

A saussuritização é intensa, fazendo com que sericita, carbonatos e clinozoisita concentrem-se junto aos plagioclásios, ou estejam neles inclusos. Muitas vezes o plagioclásio está quase que totalmente destruído por estes processos.

3.1.3 Granitóides da Zona de Falhas Tanque Grande - Ribeirão dos Macacos

De maneira geral, as rochas destes corpos (5a, 5b, 5c e 5d) podem ser petrograficamente denominadas de gnaisses. Os tipos macroscopicamente mais escuros têm composição granodiorítica a tonalítica, comumente são ricos em biotita e hornblenda (15-20% do volume), podendo ser classificados como mela-granodioritos ou mela-tonalitos. As rochas mais claras têm composição mineralógica correspondente a um granito 3b, localmente com mais que 10% de minerais máficos.

O plagioclásio é geralmente zonado e está leve- a intensamente saussuritizado. Apresenta-se fraturado, cominuído, e reequilibrado em grãos menores.

Como feldspatos potássicos ocorrem microclina e pertitas finas. A microclina pode ser primária ou ser produto de reequilíbrio metamórfico a partir de feldspatos pertíticos devido aos processos de milonitização. O feldspato pertítico também ocorre como primário, freqüentemente parcialmente reequilibrado para microclina, em parte fraturada, ou em cristais mais estirados. Uma segunda geração de pertitas ocorre na amostra do P-960 (N9), substituindo o plagioclásio preexistente.

O quartzo das rochas mais deformadas e alteradas tem granulação mais fina que os feldspatos, encontrando-se bastante estirado, recristalizado em grãos menores e com extinção ondulante. Forma pequenas lentes ou aglomerados irregulares. Nas rochas não alteradas está muito pouco estirado, embora tenha extinção fortemente ondulante.

Como minerais máficos ocorrem biotita verde-escura ou amarelada e hornblenda, podendo faltar o anfibólio nos tipos graníticos. A biotita do tipo mais escuro, rico em finíssimas inclusões, comumente está transformada para tipos mais claros, com exsolução de rutilo nas bordas e com cristalização acretiva de biotita mais clara sobre ela. O anfibólio pode estar poupado destes processos, ou bastante afetado, como na amostra do P-932 (N10), onde sofreu transformação para biotita, clinozoisita e epidoto. Na amostra do P-1383 (P7) a paragênese primária biotita escura - hornblenda é indicada pelo intercrescimento de ambos, ora predominando uma fase, ora outra.

Como minerais acessórios ocorrem apatita (inclusa no anfibólio e na biotita ou livre), titanita grossa, zircão, allanita bastante grossa e metamitizada e minerais opacos nas rochas não alteradas e com maior índice de coloração.

Devido às transformações em temperatura mais baixa, nos tipos graníticos tem-se, ainda, clinozoisita, epidoto, sericita, rutilo, minerais opacos secundários na biotita, e carbonatos. Nestas rochas não ocorre titanita, diferentemente das anteriores.

3.1.4 Granitóides Gussoroca

Dois afloramentos do corpo 6a foram petrograficamente estudados, indicando uma das amostras composição granítica 3a e outra 3b, já muito próxima do campo dos quartzos sienitos.

Como feldspatos alcalinos ocorrem, na amostra do P-1805 (N7), ortoclásio levemente pertítico, englobando cristais de plagioclásio e de mirmequitas, reequilibrados parcialmente como microclina em fraturas ou nas bordas. Na amostra do P-1682 (N6) ocorrem microclinas pouco ou não pertíticas, em equilíbrio com plagioclásio e quartzo, e outras pertíticas, provavelmente posteriores às primeiras, substituindo o plagioclásio e com freqüentes mirmequitas bem desenvolvidas nos plagioclásios em contato com elas. Estas apresentam inclusões finíssimas de hematita e fluidas. Também apresentam porções reequilibradas para microclina tardia em porções deformadas.

O plagioclásio tem composição do oligoclásio e está parcialmente saussuritizado. Tem granulação mais fina que os feldspatos potássicos, estão bastante quebrados e estirados e, às vezes, recrystalizados como grãos menores.

O quartzo está fortemente estirado, com extinção ondulante e contatos interlobados com os cristais adjacentes, ou constitui agregados recrystalizados.

As biotitas distribuem-se preferencialmente na foliação principal, concentrando-se um pouco em lentes delgadas. Nota-se ainda uma orientação prévia, dada pela orientação dos minerais félsicos. A biotita tem cor verde-oliva escuro a verde amarelado claro, esta devido à recrystalização da biotita escura, que provocou também a liberação de minerais opacos e rutilo. As biotitas recrystalizadas, por sua vez, têm as bordas recrystalizadas com aproximadamente a mesma composição ou estão parcialmente capeadas por biotita recrystalizada acretivamente. Os acessórios que estão associados à biotita são: minerais opacos, titanita, apatita, zircões comumente zonados, allanita parcialmente metamitizada e, às vezes, geminada. A sericita é um mineral secundário.

Trata-se de rocha granítica gnaissificada e metamorfsada, provavelmente na fácies anfibolito, retro-metamorfsada (e foliada) em condições metamórficas compatíveis com a fácies dos xistos verdes.

Neste contexto a segunda geração de feldspato potássico parece estar relacionada às fases finais do evento de gnaissificação do granito precursor.

3.1.5 Granitóides Guavirituba

Apenas duas amostras do corpo 7a foram estudadas microscopicamente. Uma delas, do P-147 (L7), a F-734-R, é um milonito muito sericitizado e parcialmente intemperizado. Apesar de milonítica, a composição mineralógica, incluindo os minerais secundários, indica sua origem granítica.

A rocha do P-1806 (L7) foi modalmente caracterizada, após coloração seletiva dos feldspatos, como um tonalito. Uma outra lâmina do mesmo afloramento foi classificada de biotita granodiorito, por apresentar teores mais elevados de quartzo em detrimento do plagioclásio.

Em secção delgada, o plagioclásio mostra-se sempre cataclástico, comumente como pequenos porfiroclastos, sempre bastante saussuritizado.

O quartzo está bastante estirado com estrutura *flaser*, recrystalizado e reequilibrado em grãos menores.

O feldspato alcalino está representado pela microclina e está em equilíbrio com o quartzo e o plagioclásio.

A biotita pode ser verde-escura, mais antiga, com orientação pré-cataclástica, parcialmente transformada para biotita verde clara, com exsolução de minerais opacos e rutilo, pouco orientada na foliação e parcialmente cloritizada.

Como minerais acessórios estão presentes titanita e allanita, ambas de granulação grossa, idiomórficas, a segunda parcialmente metamitizada e com sobrecrecimento epitáxico de clinozoisita-epidoto, zircão fino, apatita e minerais opacos.

Os minerais secundários são, além da biotita de segunda geração, clorita, sericita, carbonatos, clinozoisita-epidoto, rutilo, albita e quartzo. Possivelmente parte do quartzo tem origem hidrotermal.

As relações paragenéticas indicam que a rocha gnáissica formou-se a partir de granodiorito/tonalito, sob condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito, posteriormente cisalhada e retrometamorfisada na fácies dos xistos verdes.

3.1.6 Corpos menores

As duas amostras analisadas, provenientes dos corpos 8a e 8b, apresentam composição mineralógica correspondente à dos granitos 3b.

Os plagioclásios são oligoclásios, freqüentemente tabulares e zonados. Encontram-se estirados, fraturados e recrystalizados em grãos menores. Mirmequitas são comuns nas bordas que estão em contato com os feldspatos potássicos, representados pela microclina e pertita. A pertita mostra-se bastante deformada, com manchas irregulares de microclina. Esta também ocorre como pequenos cristais límpidos entre os plagioclásios.

O quartzo, na amostra do P-2785 (Q22), forma lentes bastante estiradas, compostas por pequenos grãos recrystalizados, com extinção reta a levemente ondulante. Já na amostra do P-983 (I13), distribui-se por toda rocha, concentrando-se levemente em algumas partes. Mostra-se bastante estirado e deformado, com extinção fortemente ondulante.

A biotita tem cor marrom escura e tende a distribuir-se em lâminas. Comumente exhibe recrystalização para biotita verde amarelada, com liberação de minerais opacos. Pode estar parcialmente cloritizada (amostra FV-2785). Na amostra do corpo 8b associa-se à muscovita grossa, mais rara, em equilíbrio com a biotita.

Como minerais secundários, devido à saussuritização e ao retrometamorfismo, ocorrem sericita, carbonatos, clinozoisita, epidoto e minerais opacos mais raros.

Os minerais acessórios presentes são: minerais opacos, zircão, apatita, fluorita e turmalina verde-escura a azulada, formada às expensas da biotita, na amostra SI-983, e magnetita, allanita, apatita, zircões zonados e fluorita na amostra FV-2785.

A foliação e a recrystalização são características das amostras dos dois corpos, sendo que a do 8b exhibe ainda textura *mortar* bem desenvolvida.

3.2 Granitóides da Suíte Porfíritica

3.2.1 Granitóides Serra da Pedra Branca

As composições das rochas analisadas deste corpo (9) estão representadas na FIGURA 87 e foram agrupadas, para descrição, nos conjuntos a seguir.

a) Granodioritos a quartzo dioritos

Estes litotipos têm matriz com granulação fina a média, às vezes pouco mais grossa, comumente com megacristais/porfiroclastos de feldspatos potássicos e/ou de plagioclásio com até mais de 1,0 cm.

O plagioclásio encontra-se geralmente deformado, fraturado, flexionado e recrystalizado como grãos menores. Os grãos são comumente zonados, com núcleos andesínicos e bordas oligoclásicas. Estão quase sempre geminados (albita e periclina) e às vezes um pouco saussuritizados. Não raramente ocorrem como megacristais, assim como tipos antipertíticos e com mirmequitas nas bordas. Inclusões finíssimas de hematita são, às vezes, também observáveis.

O quartzo tem sempre extinção ondulante e pode ocorrer como grãos mais grossos ou mais finos, com formas granulares ou estiradas, e concentrado em pequenas massas irregulares ou lentes estiradas na foliação. Os contatos são geralmente irregulares. Cristais menores, recrystalizados, podem ter extinção pouco ondulante.

O feldspato potássico está representado principalmente por pertita fina, fraturada, estirada, quase sempre parcialmente transformado em microclina ao longo de fraturas, em manchas irregulares ou nas bordas, às vezes envolvendo mirmequitas, biotita e plagioclásio, indicando cristalização tardia. Também ocorrem, mais raramente, ortoclásio bastante deformado em algumas amostras, e microclina fina, geminada, como grãos arredondados, lípidos, em equilíbrio com o plagioclásio.

Na amostra do P-893 (F18) ocorrem ainda partes com epidoto e outras sem, não se verificando nestas a presença de microclina, comum nas demais amostras.

Subordinadamente ocorrem, quase sempre, biotita e hornblenda associadas, muito embora possa faltar uma ou outra em algumas amostras individuais.

As biotitas estão deformadas e orientadas na foliação, podendo ser reconhecidas uma de geração mais antiga, de cor verde-escura a marrom amarelada, mal preservada, às vezes restando apenas como pequenos núcleos em biotita verde a verde-claro ou amarelado de segunda geração. Esta tem pequenas inclusões de minerais opacos, leucoxênio e principalmente de rutilo, que se concentram nas bordas. Uma terceira geração foi evidenciada por bordas sobrecrecidas sobre as agulhas de rutilo e minerais opacos, com formas denteadas e contatos irregulares.

O anfibólio tem cor verde acastanhado, associa-se à biotita e apresenta transformação para biotita da segunda geração e epidoto.

A concentração destes minerais chega a ser bastante elevada, até 35% da rocha, constituindo hornblenda-biotita granodiorito, hornblenda granodiorito e biotita granodiorito (mela-granodioritos), comumente com tendências monzodioríticas.

Junto com estes minerais fêmicos, que podem estar concentrados em delgados leitos ou lentes, ocorrem diversos acessórios como zircão, titanita, apatita, minerais opacos (magnetita a titanomagnetita e sulfetos) e, mais raramente, turmalina azul escura, allanita e fluorita. Como minerais secundários e intempéricos tem-se, principalmente, carbonato, sericita, epidoto, clinozoisita, rutilo, leucoxênio e goethita.

A allanita pode apresentar-se zonada e com epidoto nas bordas. Titanita é quase sempre euhédrica e de granulação relativamente grossa, às vezes passando para leucoxênio nas bordas e envolvida por epidoto. Os zircões estão quase sempre metamitizados, sendo comuns os mais finos inclusos na biotita, causando o aparecimento de halos pleocróicos.

Carbonatos, sericita e clinozoisita são produtos de saussuritização pouco intensa dos plagioclásios, que têm, às vezes, fluorita inclusa, embora esta associe-se, mais comumente, aos demais acessórios.

A cristalização de pertitas tardiamente ao desenvolvimento da foliação e a cristalização metassomática dos feldspatos pertíticos é evidente nestes litotipos, que foram ainda afetados por deformações que os transformaram em cataclasitos e milonitos, acompanhadas por fraca alteração hidrotermal que saussuritizou os plagioclásios e gerou epidoto tardio associado aos minerais fêmicos.

b) Granitos

São quase sempre rochas porfiríticas, com megacristais ou porfiroblastos principalmente de pertita ou mesopertita, mais raramente de plagioclásio, com formas anhédras a euhédricas, dispersos em matriz com granulação fina a média, quase sempre bem orientada.

O feldspato potássico da matriz está representado principalmente por pertitas a mesopertitas. Mostram, assim como os megacristais, fraturamentos e deformações intensas, estando sempre reequilibrados como microclina, em fraturas ou manchas irregulares. Ortoclásio também ocorre em algumas das amostras.

A microclina apresenta-se como grãos pequenos, límpidos, bem geminados, ou ocorre envolvendo pertitas deformadas, sugerindo, pelo menos, três eventos de geração. O primeiro é indicado por grãos finos em equilíbrio com plagioclásio, o segundo, devido ao reequilíbrio do ortoclásio das pertitas e mesopertitas, e o terceiro, tardio, é constituído por cristais que envolvem os anteriores. Os mais antigos têm comumente inclusões de mirmequitas e de plagioclásio e, nas faixas mais cataclasadas, há um aumento da quantidade das microclinas mais tardias.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio. Os grãos estão sempre saussuritizados, às vezes pouco intensamente, mas normalmente estão mais alterados que aqueles dos granodioritos. São muitas vezes zonados, com oligoclásio mais cálcico nas bordas, exibem inclusões de feldspato potássico e manchas irregulares, devido a reequilíbrios composicionais, e podem, mais raramente, constituir megacristais com porções antipertíticas.

Mirmequitas finas, às vezes bem desenvolvidas, são bastante freqüentes nas bordas dos plagioclásios.

O quartzo apresenta-se como grãos menores em agregados, com textura de reequilíbrio, embora bastante estirados, com extinção ondulante e contatos irregulares. Pode concentrar-se em zonas mais cataclasadas também.

Diferentemente dos granodioritos, que têm quase sempre biotita e hornblenda, os granitos têm quase que exclusivamente biotita (em campo foram também identificados anfíbios que não foram petrograficamente estudados) em quantidades bastante inferiores à média dos granodioritos a quartzos dioritos. Teores de 2% do volume da rocha não são raros, alcançando o máximo de 15%. A biotita ocorre como plaquetas finas ou mais grossas, bem orientadas e levemente concentradas em delgados leitos. Tem cor verde-escura, com abundantes inclusões de zircão, minerais opacos e rutilo, os últimos concentrados nas bordas do cristal com algum leucóxênio e, às vezes, com biotita mais clara cristalizada acretivamente sobre a linha definida pelos minerais opacos exsolvidos. As biotitas mais antigas magmáticas, menos transformadas, têm cor marrom acastanhada, podendo exibir tons avermelhados e têm menos inclusões.

Como minerais acessórios podem ocorrer muscovita primária associada ou intercrecida com biotita, como no P-2635-A (L14) e no P-1624 (F13), zircões, às vezes zonados e com bordas cristalizadas acretivamente, freqüentemente metamitizados, apatita e fluorita. Titanita euhédrica ou não e allanita ocorrem quase que exclusi-

vamente nos granitos 3b. A allanita pode ter coloração comum ou vermelha e está, freqüentemente, envolvida por epidoto. Turmalina azul ou verde foi verificada nas amostras com muscovita.

Alguns minerais opacos, provavelmente titanomagnetita, como em amostras do P-1114 (F16), têm bordas de leucocênio.

Como minerais secundários tem-se principalmente carbonatos, sericita e clinozoisita, produtos da saussuritização dos plagioclásios, clorita, formada às expensas da biotita e epidoto.

c) Quartzo monzonitos

São rochas de granulação grossa, porfiríticas ou não, bem foliadas. A matriz tem granulação fina a média e os megacristais de feldspatos potássicos e/ou de plagioclásio, em lâmina delgada, alcançam mais de 7,0 mm de comprimento máximo.

Pertitas ou mesopertitas são, em geral, o principal constituinte da rocha, embora possa predominar microclina, como na amostra H-018-R/02. Todos os feldspatos potássicos apresentam-se bastante deformados e estirados e as pertitas e mesopertitas têm partes, tal qual nas rochas do grupo anterior, recristalizadas para microclina e têm inclusões de plagioclásio e de mirmequitas. Mirmequita também ocorre como grãos menores isolados.

O plagioclásio é o oligoclásio, às vezes tendendo para albita e mostra-se, além de deformado, bastante saussuritizado e com mirmequitas na borda.

O quartzo constitui grãos pequenos agregados, com contatos irregulares e extinção fortemente ondulante.

A biotita primária é marrom e tem abundantes inclusões de zircões finos, às vezes zonados ou com partes cristalizadas acretivamente. Estas passam para biotita verde, com liberação de minerais opacos e rutilo. Epidoto pode associar-se também.

Hornblenda pode ocorrer junto à biotita, como na amostra H-018-R/02. É verde-escura e encontra-se subordinada em relação à biotita.

Como acessórios ocorrem apatita, minerais opacos, às vezes allanita e, mais raramente, titanita e turmalina.

Como minerais secundários tem-se principalmente carbonatos (que podem concentrar-se em certas porções da rocha, devido à carbonatização), epidoto e sericita.

Em uma amostra do P-2635-B (L14) pôde ser observado o contato entre duas rochas de composição mineralógica semelhante, mas com granulações diferentes, sendo a porção de granulação mais grossa mais nova, pois corta a foliação que afeta a mais fina.

Algumas das rochas com composição de quartzo monzonito têm grande parte dos feldspatos alcalinos cristalizados mais tardiamente, incluindo minerais e estruturas mais antigas, sugerindo que são, em parte, produtos do metassomatismo dos granodioritos, tal qual observado em alguns afloramentos (FOTO 32).

3.2.2 Granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari

Dentre as rochas estudadas do corpo 10 a predominam granitos 3a e 3b com granodioritos subordinados, além de uma amostra, caracterizada através de análise modal, como quartzo sienito.

Um granodiorito estudado mostrou-se bastante semelhante àqueles do batólito Serra da Pedra Branca. Nesta rocha, a pertita está bastante deformada e ocorre principalmente como cristais maiores, parcialmente transformados em microclina. Esta ocorre também como grãos menores, concentrados nas faixas mais cisalhadas.

O plagioclásio andesínico é zonado e tem bordas oligoclásicas, recristalizadas em grãos menores de andesina. Mirmequitas são relativamente freqüentes nas suas bordas.

O quartzo está como grãos menores e concentrado como lentes na foliação milonítica. Tem extinção ondulante forte.

A biotita, bastante orientada e deformada, tem granulação mais fina nas porções mais miloníticas. Pouco resta da biotita escura original, quase que totalmente transformada para biotita de cor verde clara. Tem abundantes inclusões de minerais opacos e, às vezes, de quartzo, com aspecto vermiforme. Hornblenda associa-se a ela, mas é bastante rara.

Titanita, minerais opacos, zircão e apatita grossa são os acessórios, sendo a titanita bastante abundante e quase sempre tem minerais opacos, provavelmente ilmenita, nos núcleos.

Carbonatos são comuns, embora os plagioclásios estejam muito pouco saussuritizados.

A intensa deformação e recristalização permite classificar a rocha estudada como um granodiorito blastomilonítico.

Nos **granitos**, os feldspatos potássicos estão bastante deformados e são formados por pertitas a micropertitas parcialmente transformadas em microclina. Constituem, geralmente, cristais maiores. A microclina aparece essencialmente como cristais menores, lípidos, bem geminados, concentrados preferencialmente nas faixas mais intensamente foliadas. Apresentam, às vezes, texturas de equilíbrio metamórfico, devido à milonitização e ao metamorfismo das pertitas. Ortoclásio não pertítico ocorre em algumas amostras.

O plagioclásio é, em geral, o oligoclásio, embora ocorram também albitas. Está bastante deformado e cominuído e, quando associado com a microclina, evidencia textura de equilíbrio metamórfico. A saussuritização o afeta mais ou menos intensamente.

O quartzo, de granulação mais fina, tem tendência a concentrar-se em lentes concordantes com a foliação milonítica e, apesar de recristalizado, tem extinção fortemente ondulante. Forma veios deformados também.

É característico deste corpo a ocorrência muito freqüente de muscovita, geralmente fina, intercrecida com biotita verde, raramente com restos pardos, com minerais opacos nas bordas. Em algumas das rochas, a muscovita pode estar quase ausente. A muscovita tende, juntamente com a biotita, a concentrar-se em leitos, às vezes amoldados ao redor de porfiroclastos de feldspato potássico, e com carbonatos associados, evidenciando cristalização associada à milonitização.

Como acessórios ocorrem minerais opacos, zircão, apatita e, esporadicamente, turmalina, granada, titanita, fluorita e allanita. O mineral opaco pode ser magnetita e os zircões são finos, pouco abundantes e estão metamitizados. Uma amostra do P-1414 (J28) apresenta granada e schorlita. Allanita e titanita são muito raras.

Os minerais secundários presentes são a sericita, carbonatos e clinozoisita, devidos à saussuritização dos plagioclásios, e clorita originada da biotita, juntamente com epidoto. Limonitas em muito pequena proporção também ocorrem junto aos minerais opacos, devido ao intemperismo.

Petrograficamente estas rochas podem ser classificadas como granitos blastomiloníticos.

A metassomatose potássica, assim como a geração de muscovitas mais grossas, estão intimamente relacionados aos eventos deformacionais.

3.2.3 Granitóides Jundiuvira

Algumas poucas amostras estudadas, provenientes dos corpos 11a, 11b e 11c, apresentam composição mineralógica variando de granodioritos a granitos 3b. São, de modo geral, muito semelhantes às dos Granitóides da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari.

A granulação das rochas é média a grossa, com texturas porfiroblástica, blastomilonítica e milonítica.

Os plagioclásios estão intensamente saussuritizados. Apresentam-se freqüentemente geminados e zonados, com núcleos mais andesínicos e bordas de oligoclásio. Mostram-se bastante deformados, estirados e recristalizados em grãos menores, especialmente em porções mais cataclásticas/miloníticas. Mirmequita associa-se às bordas de alguns grãos.

Os feldspatos potássicos estão representados por microclina límpida formando grãos mais finos, associados ao plagioclásio, quartzo e biotita. Às vezes, ocorrem nas bordas de porfiroclastos de pertitas finas, muito deformadas e catacladas, comumente com manchas de microclina, devido à recristalização, ou com inclusões de plagioclásios. As relações texturais indicam que a cristalização da microclina foi tardia relativamente aos demais minerais primários.

O quartzo tende a concentrar-se em lentes concordantes com a foliação tectônica, está bastante deformado e apresenta-se recristalizado em grãos menores.

Como mineral máfico ocorre a biotita, por vezes chegando a perfazer mais de 10% do volume da rocha. Pode ser marrom escura ou verde, derivada da alteração das biotitas anteriores escuras e tem minerais opacos e rutilo nas bordas. Os grãos estão bem orientados na foliação e podem ter muscovita intercrescida, como na amostra do P-1254 (D12).

Os principais acessórios, que tendem a se concentrar junto às biotitas, são titanitas euhédricas, zircões, por vezes zonados, metamitizados e, comumente, inclusos na biotita, apatita, fluorita e allanita (com bordas de epidoto). Além do rutilo e minerais opacos, a allanita está ausente na amostra PC-1254.

Os minerais secundários estão representados por sericita, epidoto, carbonato, leucoxênio e clorita.

A sericita concentra-se nos planos da foliação milonítica e originou-se dos plagioclásios e dos feldspatos potássicos. O leucoxênio formou-se a partir de minerais opacos (titanomagnetita?) e a clorita é produto da transformação da biotita verde clara.

3.2.4 Corpos menores

As composições mineralógicas das amostras deste conjunto, representativas dos corpos 14d e 14h, do P-1305-F (M9) e do P-987 (H11), estão relacionadas na TABELA 16 - ANEXO VI.

Nestes litotipos, o feldspato potássico está representado por pertitas e microclina. As primeiras estão como grãos maiores, recristalizados, com microclina nas bordas, e têm abundantes inclusões de plagioclásio. A microclina, como grãos menores, distribui-se pela matriz e, quando deformada, pode ter albita em fraturas. As pertitas têm texturas indicativas de terem sido de cristalização tardia em relação ao plagioclásio e à foliação, sugerindo remobilização e/ou aporte metassomático de potássio.

O plagioclásio (oligoclásio) mostra-se muito saussuritizado, zonado, fraturado e deformado, com mirmequitas nas bordas.

O quartzo pode ter granulação fina ou grossa, está muito deformado e recrystalizado em grãos menores.

Biotita é o mineral fêmico presente, variando sua quantidade de poucos por cento a mais de 10%. Apresenta-se como um tipo pardo passando para verde-claro, com liberação de minerais opacos e rutilo.

Como acessórios ocorrem titanitas euhédricas, allanita zonada e envolvida por epidoto. Turmalina verde ou azul, minerais opacos, apatita e zircão são comuns a ambas amostras. Na amostra SI-987 (H11) ocorre ainda muscovita associada à biotita.

Como minerais secundários ocorrem sericita, epidoto e leucóxênio.

Desta forma, podem ser classificados como granitos cataclasados, recrystalizados e metassomatizados.

4. ROCHAS CATACLÁSTICAS

Além dos característicos petrográficos concernentes aos processos dinâmicos que afetaram a área, já descritos nos conjuntos litotípicos específicos, podem ainda ser acrescentados os seguintes característicos destas rochas:

Os milonitos das zonas de cisalhamento e de falhas geraram rochas de granulação fina a partir dos metassedimentos e/ou granitóides. Nestas é sempre conspícua uma foliação cerrada, concentrada em faixas anastomosadas, que produziu forte recrystalização de minerais micáceos, reduziu a granulação e transformou muscovita em sericita e biotita em clorita. O quartzo acha-se bastante fraturado, estirado (FOTO 63) e forma pequenos porfiroclastos ou não, ou agregados lenticulares.

FOTO 63 - Milonito de rochas granitóides do P-1243 (Q3), com porfiroclastos de feldspatos estirados e de quartzo (ovalados, mais limpidos). Sem analisador. Lado maior da foto: ≈ 8 mm.

Pôde-se observar também uma nova cristalização de clorita a partir de biotita, superposta àquelas originadas nos estágios iniciais da milonitização, ao final e até mesmo após cessadas as deformações.

Granadas são raras, estão, em geral, deformadas, estiradas (porfiroclásticas) e concentradas nos leitos quartzosos. Em um caso pelo menos, foi observada granada euhédrica fina, cristalizada posteriormente à milonitização, texturalmente associada às biotitas tardias.

Turmalina fina ocorre como pequenos cristais de gênese posterior à foliação milonítica.

Fraturas preenchidas por limonita e goethita, com restos de pirita preservada, indicam atividade hidrotermal sulfetada nestas zonas de cisalhamento.

Agregados granoblásticos de finos cristais de microclina representam antigos megacristais de feldspato potássico de rochas graníticas deformados. Outros, essencialmente sericiticos, com ou sem clinozoisita e carbonatos associados são testemunhos de plagioclásios deformados e alterados. Mais raramente podem estar preservados, identificando-se albita e/ou oligoclásio.

O quartzo forma lentes irregulares e está bastante deformado. A biotita encontra-se total ou parcialmente recristalizada para clorita.

Outras rochas, mais ricas em plagioclásio, biotita e epidoto, mais ou menos intensamente deformadas e transformadas, indicam a origem a partir de granodioritos.

Os tipos granitóides mais transpostos e de granulação mais fina adquirem característicos de filonitos, com pequenos clastos de quartzo ou de feldspatos sericitizados.

Na base da falha de empurrão cartografada na parte nordeste da área, que colocou os metapelitos do Grupo São Roque sobre os do Serra do Itaberaba, reconheceu-se rocha cataclástica composta por fragmentos de xistos quartzo-sericiticos e de quartzo deformado, com estrutura brechada. Estes fragmentos têm abundantes venulações quartzosas, são ricos em grafita e turmalina e têm registrada, em sua maioria, uma crenulação, indicando que estas movimentações foram tardias ou posteriores ao evento deformacional que gerou a S₂.

Na lâmina observa-se o desenvolvimento de estrutura de fluxo que começou a destruir os fragmentos, amoldando-se ao redor deles.

CAPÍTULO VII

METAMORFISMO

Neste capítulo procurar-se-á caracterizar os tipos e os graus metamórficos que afetaram o conjunto dos litotipos, relacionando-os ao desenvolvimento das foliações tectônicas. Para tanto, serão analisadas as diferentes paragêneses minerais observadas petrograficamente, comparando-as com as reações metamórficas estudadas experimentalmente, ou as deduzidas petrograficamente, encontradas na literatura, e as condições físicas sob as quais tais transformações ocorreram.

Também serão efetuadas, após os subitens, uma análise dos processos de metassomatismo de K^+ , H^+ e Al^{3+} e algumas considerações sobre a estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 e seu relacionamento, sobre as condições metamórficas dos metapelitos da Serra do Itaberaba, sobre equilíbrios locais, taxas de nucleação, de dissolução e de crescimento dos minerais e sua influência na textura das rochas.

A descrição será iniciada pelos litotipos de mais baixo grau metamórfico, ou seja, aqueles do Grupo São Roque. Dentro do Grupo Serra do Itaberaba, as descrições serão feitas por conjuntos de litotipos e segundo uma ordenação do mais baixo para o mais alto grau metamórfico.

As reações metamórficas consideradas na análise dos diferentes litotipos estão listadas na sequência em que serão discutidas neste capítulo no ANEXO VIII, acompanhadas do(s) autor(es) que as analisaram.

1 GRUPO SÃO ROQUE - FORMAÇÃO PIRAGIBU

1.1 Metapelitos e Metarritmitos

Estes litotipos têm como paragêneses típicas:

- quartzo + clorita + sericita $\pm$ biotita $\pm$ turmalina $\pm$ minerais opacos

Localmente a biotita pode tornar-se mais freqüente e, esporadicamente, surgem granada e possivelmente andaluzita (alterada para sericita e/ou possivelmente pirofilita) em rochas de granulação um pouco mais grossa e mais deformadas. Plagioclásio, feldspato potássico e turmalina estão presentes, mas são detríticos. Os plagioclásios mostram recristalização, como, por exemplo, andesina-oligoclásio passando para albita. Os outros dois minerais comumente sofreram cristalização acretiva. Minerais possivelmente do grupo do epidoto ocorrem em algumas amostras, indicando a presença de cálcio, possivelmente associado a carbonatos no sedimento original.

As paragêneses minerais com biotita estão representadas no diagrama AFM de Thompson Jr. (1957) na FIGURA 88. Em (a) tem-se as mais comuns, juntamente com as das rochas que não contêm biotita (estas não representada na figura), em (b) está representada a andaluzita, e em (c) a granada, devido, possivelmente, ao aumento do grau metamórfico. As setas, assim como nas demais figuras das paragêneses metamórficas, indicam transformações retrorretrometamórficas.

Muito embora pirofilita não tenha sido opticamente identificada nestes metassedimentos, é muito provável que ocorra, por ser um componente muito freqüente em metapelitos de baixo grau metamórfico e de difícil caracterização devido à granulação fina (Tobschall, 1969; Thompson, 1970; Winkler, 1977).

FIGURA 88 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos e metarritmitos do Grupo São Roque - Formação Piragibu. As setas ($\uparrow$) indicam as transformações retrometamórficas dos minerais.

Os feldspatos detriticos poderiam, juntamente com argilominerais do grupo da caulinita, cristalizar pirofilita segundo:

Esta reação ocorre em temperaturas aproximadas de 325°C e 375°C, respectivamente em $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$ de aproximadamente 1,0 e 4 kb (Thompson, 1970), como pode ser visto na FIGURA 89.

Velde (1965) caracterizou um ponto invariante a 340°C e $P_T = 2,5$ kb, envolvendo a reação acima e a seguinte:

A ausência de caulinitas primárias e a possível presença de pirofilita, comum nos metapelitos de baixo grau indicaria, portanto, que as condições de pressão e temperatura acima referidas foram ultrapassadas.

A andaluzita, observada como pseudomorfos muito raros, pode ter-se cristalizado no final do desenvolvimento da S_1 (FIGURA 85), segundo:

A reação ocorre, segundo Hemley (1967) e Kerrick (1968), entre $400 \pm 15^\circ\text{C}$ e $P_T = 1,0$ kb e $430 \pm 15^\circ\text{C}$ e $P_T = 3,9$ kb.

FIGURA 89 - *Grids* metamórficos principais na região da Serra do Itaberaba. (A) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo São Roque, sendo (1) as definidas para os metassedimentos e (2) as definidas para os metabasitos. (B) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo Serra do Itaberaba durante o desenvolvimento da S_2 , tendo sido a faixa hachurada definida pelas paragéneses predominantes. (C) Condições metamórficas que afetaram os litotipos do Grupo Serra do Itaberaba durante o desenvolvimento da S_1 , tendo sido a faixa hachurada definida pelas paragéneses predominantes. (D) Tendências definidas pelos minerais cristalizados/recristalizados nos planos da S_3 (GSI) e S_2 (GSR).

A ausência generalizada de cianita no Grupo São Roque como redefinido por Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), não só na região estudada, indica que a pressão total, necessariamente, foi inferior a 3,5 kb (Thompson, 1970) ou um pouco mais elevada segundo Kerrick (1968), muito embora Winkler (1977) acredite que estes valores sejam válidos apenas quando os polimorfos de Al_2SiO_5 não tenham se formado a partir da pirofilita.

Valores inferiores a 3,0 kb são deduzidos para formação dos metapelitos e metarritmitos do Grupo São Roque, se considerarmos as reações atualmente mais aceitas para os polimorfos de Al_2SiO_5 (FIGURA 90).

A clorita pode ter-se formado nas condições físicas acima definidas, segundo Velde (1965), por:

Paragêneses sem biotita, muito comuns nestes litotipos, são típicas da fácies dos xistos verdes baixa ou do grau incipiente, muito embora Winkler (1977) as admita como estáveis em condições um pouco mais enérgicas.

O surgimento da biotita pode implicar em aumento nas condições de metamorfismo, ou seja, define a zona da biotita de Barrow (1912), mas a sua isógrada não deve ser considerada definida por específicas condições de pressão e temperatura (Thompson, 1981), uma vez que seu aparecimento depende largamente da composição química do sedimento, havendo, inclusive, rochas onde a sua formação pode coincidir com o início do metamorfismo (Miyashiro, 1973). Entretanto, em zonas afetadas por metamorfismo do tipo Barrowiano de baixa temperatura, a biotita normalmente cristaliza-se após a clorita, como exposto por Miyashiro (1973).

A presença da biotita poderia, eventualmente, estar definindo um aumento do grau metamórfico, mas normalmente ela encontra-se em equilíbrio com a clorita, não tendo sido formada às expensas dela, o que pode estar indicando, para a maioria dos litotipos analisados uma cristalização aproximadamente concomitante das duas micas, sugerindo, inclusive, tipo de metamorfismo de pressão mais baixa e não intermediária, como o Barrowiano.

Diversas reações de formação de biotita foram descritas por vários autores, muitas das quais discutidas por Miyashiro (1973), Winkler (1977) e Turner (1981). As principais reações encontradas, que serão úteis também na discussão posterior dos metapelitos do Grupo Serra do Itaberaba, foram as seguintes:

A reação (5) foi pela primeira vez descrita por Michel (1953, em: Velde, 1965) e utilizada por Ernst (1963, 1964); a reação (6), por Van der Plas (1959, em: Velde, 1965) e a reação (8), por Brown (1971). Mather (1970) descreveu a reação (7) para as rochas do Dalradian (Escócia) e Thompson Jr. & Norton (1968), a reação (9), para metapelitos da Nova Inglaterra.

Em rochas ricas em ferro foram observadas as reações:

A reação (10) foi descrita por Frey *et al.* (1973) para as rochas glauconíticas dos Alpes. A reação (11), descrita por Brown (1971), depende fortemente da razão Fe/Mg dos litotipos. A reação (12) foi proposta por Winkler (1977), mas Brown (1971) não considerou, de modo geral, o precursor stilpnomelano importante, pois o verificou estável em amostras provenientes da zona da biotita de vários locais do mundo. As reações (13) e (14) foram citadas por Turner (1981) e a reação (15) também foi descrita por Brown (1971).

Através das reações de descarbonatação (16) e (17), a biotita poderia formar-se segundo, respectivamente, Thompson Jr. & Norton (1968) e De Béthune (1976), através de:

Para rochas cálcio-magnesianas, Brown (1971) propôs a reação:

Winkler (1977) considerou ainda necessária a seguinte reação, para explicar a grande quantidade de biotita em metapelitos:

Em algumas das rochas estudadas, a biotita pode ter-se formado a partir da clorita em reações como a (5), (7), (8), (9), (18) e (19), o que deve ter sido mais raro no conjunto dos litotipos, pois, em sua maioria, a clorita encontra-se em relações paragenéticas estáveis com a biotita.

A presença comum de plagioclásio detrítico e, mais raramente, de feldspatos potássicos, dos seus possíveis produtos de cristalizações diagenéticas, possibilitam a participação do último mineral como reagente, através das reações (7), (8), (9), (10), (16) e (17), algumas delas tendo como produto também a clorita, comumente observada em equilíbrio com a biotita.

Fengitas não foram opticamente identificadas nestas rochas, sugerindo que podem ter sido consumidas através de várias reações, para cristalização de biotita. De modo análogo, Brown (1971) sugeriu que a ausência de carbonatos (comuns em sedimentos pelíticos), de epidoto e de stilpnomelano seria indicativa da participação destes minerais nas reações metamórficas que geraram a biotita. A ausência de epidoto nas rochas implicaria que, caso stilpnomelano tenha sido um reagente, ele poderia ter sido consumido através da reação (12).

Apesar da importância para a caracterização da zona da biotita, as condições de pressão e de temperatura de sua formação (nas mais diversas reações citadas anteriormente), não são bem conhecidas, não podendo, portanto, ser utilizadas.

FIGURA 90 - Principais reações de equilíbrio dos polimorfos de Al_2SiO_5 .

A existência rara de granadas (quase que totalmente alteradas e muito pequenas) pode indicar as condições máximas de $P \times T$ alcançadas pelo Grupo São Roque na região. Apesar de não terem sido quimicamente analisadas, as granadas foram interpretadas como almandínicas, em função de serem seus produtos intempéricos essencialmente limoníticos. Caso venham a ser comprovadas composições ricas em manganês, obviamente as condições de formação não poderão ser utilizadas como indicador de aumento relativo do grau metamórfico, uma vez que a espessartita cristaliza-se já na zona da clorita.

Estas paragêneses desenvolveram-se concomitantemente à foliação S_1 . Como minerais retrometamórficos associados à clivagem de crenulação S_2 , houve essencialmente cloritização das biotitas, cristalização/recristalização de quartzo, de muscovita fina, e, mais raramente, recristalização de biotita.

1.2 Metaconglomerados e Metabrechas

Os metaconglomerados têm como mineral metamórfico principal a clorita, associada à sericita, epidoto, minerais opacos, calcita e minerais detríticos como magnetita, zircão, muscovita, allanita, turmalina, titanita e minerais opacos. Mais raramente tem também biotita (FIGURA 84). Portanto, a maioria das amostras está situada na zona da clorita, podendo ter sido alcançada a zona da biotita. Eventualmente, como descrito anteriormente, a biotita pode ter sido gerada concomitantemente à clorita (Miyashiro, 1973).

A abundância de epidotos observada indica que o sedimento original foi mais rico em carbonatos que os metapelitos e metarritmitos. Os minerais são compatíveis com o metamorfismo da fácies dos xistos verdes, sob condições de P_{CO_2} bastante baixas (Winkler, 1977; Turner, 1981), correlacionáveis à zona da clorita.

Desta forma, a biotita pode ter sido formada nestas rochas não apenas pelas reações consideradas para os pelitos, como também pelas propostas por De Béthune (1976) e Thompson Jr. & Norton (1968), envolvendo como reagentes dolomita ou ankerita (reações (16) e (17)), em função da presença de calcita e de minerais cálcio-silicáticos. Embora a biotita não seja um componente largamente distribuído nestes litotipos, não pode ser descartada a possibilidade de ter-se formado a partir de stilpnomelano, produzindo, ainda, clorita e epidoto, encontrados também em pequenas quantidades.

1.3 Quartzitos e Metarcóseos

As lâminas estudadas indicam assembléias minerais da fácies dos xistos verdes, alcançando, no máximo, a zona da biotita. Na FIGURA 83 podem ser observados os eventos de cristalização dos minerais relativamente ao desenvolvimento das foliações metamórficas.

A amostra I-3084 tem texturas clásticas bem preservadas, notando-se apenas sericita e clorita mal desenvolvidas entre os clastos de quartzo, plagioclásio, zircões e, provavelmente, cordierita.

A RPB-2717-A tem leitos com biotita cristalizada em equilíbrio com a muscovita, mas outros, mais quartzosos, têm apenas clorita, indicando que a formação da biotita ocorreu somente em leitos com composição química adequada (talvez sedimentos com feldspatos potássicos ou illita). Turmalina detrítica é abundante, bem como raras granadas bem arredondadas.

A amostra B-1873 representa quartzitos cálcio-silicáticos com tremolita-actinolita e epidoto, este mais abundante. As condições de formação destes minerais serão discutidas no subitem 2.6, que trata especificamente do metamorfismo das rochas cálcio-silicáticas, mas, sob P_{H_2O} altas, as condições metamórficas

de formação destes minerais são compatíveis com a fácies dos xistos verdes (Winkler, 1977).

1.4 Metabasito

A cristalização dos minerais em relação ao desenvolvimento da foliação metamórfica está apresentada na FIGURA 86 e as texturas indicam paragéneses minerais devidas a um evento de metamorfismo progressivo, reequilibradas por metamorfismo retrógrado, representados, respectivamente, nas FIGURAS 91(a) e (b). A assembléia mineral do evento progressivo é:

- tremolita-actinolita + clorita + plagioclásio sódico + quartzo + calcita $\pm$ minerais opacos $\pm$ leucoxênio $\pm$ titanita

Esta assembléia é típica da fácies dos xistos verdes de Miyashiro (1973) ou da zona da albita-actinolita-clorita de Winkler (1977).

Texturalmente foram ainda reconhecidos restos de plagioclásio andesínico, provavelmente de origem ígnea, recristalizados como oligoclásio, e albita como grãos isolados ou nas bordas dos oligoclásios.

Inclusões finíssimas de minerais opacos e de clinozoisita arranjam-se no interior de alguns cristais de actinolita com formas sugestivas de clivagens herdadas de piroxênios ígneos, o que indicaria uma transformação direta do piroxênio ígneo para o anfibólio, talvez através da uralitização. Entretanto, inclusões de clorita indicam que a transformação metamórfica pode ter-se dado segundo as seguintes reações, descritas, respectivamente, por Fyfe, Turner & Verhoogen (1958, em: Deer, Howie & Zussman, 1986) e Nakajima, Banno & Suzuki (1977, em: Deer, Howie & Zussman, 1986):

FIGURA 91 - Paragéneses metamórficas (a) e retrometamórficas (b) do metabasito do Grupo São Roque - Formação Piragibu

A presença de epidoto como pequenos cristais e inclusões indicam que a temperatura e a pressão máximas atingidas não foram demasiadamente elevadas para esta fácies, pois o epidoto é mais estável em condições menos severas, conforme demonstrado por Miyashiro & Seki (1958) e Liou, Kuniyoshi & Ito (1974).

Liou, Kuniyoshi & Ito (1974) determinaram experimentalmente que em composições basálticas, a clorita desaparece a 550°C a $P = 2$ kb e a 575°C a 5 kb, dando lugar a paragêneses com plagioclásio e hornblenda. O limite superior da estabilidade da assembléia clorita + actinolita + epidoto + albita + quartzo + titanita, em experimentos com tampão NNO (níquel-óxido de níquel), foi determinado por Apter & Liou (1983) como estando a 525°C à pressão de 5 kb, sendo mais baixo, portanto, do que as determinações anteriormente citadas.

A inexistência de hornblenda e a estabilidade da paragênese indicada implica em que tais temperaturas não foram alcançadas durante o metamorfismo. Entretanto, Liou, Kuniyoshi & Ito (1974) determinaram que, a partir de 475°C, a clorita começa a instabilizar-se, reduzindo seu teor na rocha com aumento da temperatura, ao mesmo tempo em que a albita inicia sua recristalização para oligoclásio-andesina.

A cristalização da actinolita poderia ter ocorrido também pela quebra de zeólitas, através da reação seguinte, segundo Miyashiro (1973):

A quebra da pumpellyita, estudada experimentalmente por Hinrichsen & Schürmann (1969), ocorre a 310°C a 5,5 kb, segundo:

Já Plyusnina & Ivanov (1978) demonstraram que à $P_{\text{fluidos}} = P_{\text{total}} = 2$ kb dão-se as seguintes reações:

A reação (24) ocorreu numa temperatura máxima de 380°C com 0,0 X_{CO_2} e a pouco mais de 340°C com 0,1 X_{CO_2} . A reação (25) ocorreu numa temperatura máxima de aproximadamente 350°C com 0,005 X_{CO_2} , e a 290°C com pouco mais de 0,03 X_{CO_2} . Os autores verificaram ainda ser instável a pumpellyita com X_{CO_2} ao redor de 0,05 e $T = 300^\circ\text{C}$, quando se transforma em clorita + montmorillonita + calcita + quartzo.

As fases fluidas, como H_2O , CO_2 e O_2 são muito importantes no metamorfismo de baixa temperatura. Se P_{CO_2} é alta, a actinolita decompõe-se, segundo Miyashiro (1968), através de:

Nestas condições, as zeólitas preexistentes podem ter sido decompostas também, formando calcita.

Se a P_{CO_2} é muito elevada, ocorre:

A presença de carbonatos e de clorita nestas rochas pode também ter sido devida a P_{CO_2} elevadas, mas não tão altas a ponto de cristalizar ankeritas.

Assim, no evento metamórfico progressivo associado ao desenvolvimento da S_1 houve cristalização do oligoclásio, indicando que a temperatura ultrapassou os 475°C, mas sem ter alcançado os 525°C, a pressões superiores a 3 kb, uma vez que a assembléia mineral clorita + actinolita + epidoto + albita + quartzo + titanita permaneceu estável (Apted & Liou, 1983). Durante o evento retrometamórfico que se seguiu, acompanhado do desenvolvimento da S_2 , nem os 475°C foram alcançados, como atestado pela presença de clorita e de albita estáveis. Estas temperaturas podem ter sido ainda mais baixas, pois os minerais retrometamórficos incluem cloritas formadas às expensas de actinolita + oligoclásio, de modo semelhante às descrições de Plyusnina (1982).

A ausência de granada, de aragonita e de reliquias de texturas que indiquem a presença pretérita de zeólitas é sugestiva de que as rochas não foram submetidas a pressões elevadas em baixa temperatura, ou seja, sempre devem ter estado além do limite da fácies prehnita-pumpellyita, definido por MacNamara (1965) entre 260°-350°C a pressões variando de 1 até 4 kb (ou maiores do que 3 kb, se $X_{CO_2} \leq 0,05$).

Portanto, os dados petrogenéticos fornecidos pelos metabasitos do Grupo São Roque são coerentes com os dos metapelitos e ambos definem uma tendência mais compatível com a do segundo evento metamórfico que afetou o Grupo Serra do Itaberaba, como será discutido adiante, iniciado em pressões mais baixas que o primeiro evento (FIGURA 89). Este primeiro evento poderia ter produzido zeólitas e granada a baixas temperaturas, considerando-se a extrapolação da sua tendência geral.

1.5 Considerações Finais

Os litotipos do Grupo São Roque foram afetados por dois eventos metamórficos regionais da fácies dos xistos verdes e de baixa pressão. O primeiro deles, ao qual se associou o desenvolvimento da S_1 , mais enérgico, foi seguido por um evento retrometamórfico, acompanhado do desenvolvimento da clivagem de crenulação S_2 .

De modo geral, puderam ser caracterizados aumentos do grau metamórfico do Grupo, a partir do canto sudeste da área estudada, nos sentidos noroeste (com os litotipos situados a oeste da Zona de Cisalhamento Jundiuvira geralmente tendo alcançado grau mais elevado) e, especialmente, no sentido nordeste, indicado pelo surgimento da granada e pela presença mais abundante de biotita.

Metamorfismo de contato com cristalização acretiva das muscovitas e aumento da quantidade da biotita e da granulação das rochas foram observados em alguns locais, notadamente em partes do contato oeste com o Granitóide Jundiuvira.

2 GRUPO SERRA DO ITABERABA

2.1 Metapelitos

2.1.1 Formação Nhanguçu

Esta formação é constituída por litotipos característicos, predominando xistos finos com andaluzita no topo e metassedimentos ricos em ferro e manganês na base, além de intercalações subordinadas de rochas cálcio-silicáticas, metabasitos e metabasitos hidrotermalizados-metassomatizados previamente ao metamorfismo.

As principais assembléias minerais, representadas nos diagramas AFM da FIGURA 92, onde as setas representam reequilíbrios retrometamórficos dos minerais, e as relações dos minerais com as foliações estão nas FIGURAS 82 e 80.

a) Metapelitos peraluminosos

Neste conjunto, as principais assembléias identificadas foram:

- clorita + quartzo $\pm$ andaluzita $\pm$ magnetita $\pm$ apatita $\pm$ turmalina
- muscovita + quartzo $\pm$ andaluzita $\pm$ clorita $\pm$ magnetita $\pm$ apatita $\pm$ turmalina $\pm$ rutilo
- muscovita + quartzo $\pm$ clorita $\pm$ magnetita $\pm$ turmalina $\pm$ granada $\pm$ andaluzita

Na primeira assembléia, a cristalização da andaluzita pode ter-se dado a partir da pirofilita que, segundo Hemley (1967) e Kerrick (1968), ocorre entre $400 \pm 15^\circ\text{C}$, à $P_T = 1,0$ kb, e $430 \pm 15^\circ\text{C}$, à $P_T = 3,9$ kb, ou seja, pode ter sido originada em condições compatíveis com a fácies dos xistos verdes. Neste caso a andaluzita teria sido cristalizada juntamente com a muscovita e a clorita (Velde, 1965).

A gênese da andaluzita (ou da cianita) não está relacionada apenas à quebra da pirofilita, podendo também formar-se, de acordo com Miyashiro (1973), a partir de :

Ainda, segundo Guitard (1969), a andaluzita pode cristalizar-se a partir de:

Caso a andaluzita tivesse sido produzida através da reação (28), a clorita deveria estar instável e a biotita deveria ser um produto importante. Ambas condições não são obedecidas, pois a clorita está estável e a biotita não está presente nas amostras estudadas. A ausência da biotita indica que a biotita não se cristalizou a partir das reações (29) e (31), restando apenas a reação (30), onde formar-se-ia também granada, raramente presente.

Desta forma, parece ser mais aceitável que a andaluzita tenha sido cristalizada a partir da pirofilita, como citado anteriormente, sob condições da fácies dos xistos verdes, ou, segundo Miyashiro (1973), no início da fácies anfíbolito, sob condições de pressão suficientemente baixas para não formar cianita, como observado em metapelitos do nordeste dos Apalaches e nos Scottish Highlands, onde ambos polimorfos formaram-se através da mesma reação, em função apenas das variações locais de pressão.

Independentemente das condições iniciais da cristalização da andaluzita, estas rochas foram submetidas a metamorfismo da fácies anfíbolito, deduzido pela presença de estauroлита e granada da unidade dos metapelitos manganíferos, e pelas paragêneses dos metabasitos (subitem 2.2) e rochas cálcio-silicáticas (subitem 2.6).

As paragêneses mais comuns observadas, com muscovita, quartzo, clorita e magnetita, aparentemente da fácies dos xistos verdes, pode ser explicada pelo quimismo dos litotipos e pelas condições de meta-

morfismo, uma vez que a passagem para litotipos com paragêneses típicas da fácies anfibolito se dá de modo abrupto, sem que tenham sido observadas descontinuidades tectônicas, como no Morro do Nhanguçu (R14).

A falta da biotita pode ser explicada pela variação na taxa de oxidação $[2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100 / (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})]_{\text{mol}}$, que segundo Chinner (1960), quando elevada, propicia assembléias minerais ricas em muscovita e óxidos de ferro, e quando baixas, favorecem o incremento de biotita e granada, segundo:

O autor acima constatou grandes variações na taxa de oxidação entre camadas intercamadas, tendo concluído que o controle da f_{O_2} foi efetuado pelos óxidos de ferro e manganês, em períodos pré-metamórficos, possivelmente diagenético, não tendo havido, portanto, migração de oxigênio de uma camada para outra durante o metamorfismo. Conclusões semelhantes, quanto à mobilidade do oxigênio foram apresentadas por Frost (1979) e Mel'nik (1982) em formações ferríferas.

A observação de magnetita, disseminada abundantemente nestas rochas, mas tendendo a concentrar-se em leitos, e a presença rara de ilmenita indicariam, segundo Chinner (1960), uma taxa de oxidação superior a 40, o que é bastante elevado e poderia inibir a formação da biotita e da granada. Embora não tenham sido obtidas informações a respeito, o ambiente metamórfico oxidante pode também ter sido responsável, juntamente com a composição do mineral e da rocha, para manter estáveis as cloritas em condições metamórficas mais rígidas, que foram opticamente reconhecidas como penninitas ou grochautas.

As andaluzitas não têm inclusões de minerais opacos, o que, segundo Deer, Howie & Zussman (1982), é típico para condições de formação no limite superior da sua estabilidade, contrariamente às chistolitas, características de rochas de baixo grau metamórfico.

O quimismo da rocha pode ter sido também responsável pela cristalização preferencial de andaluzita ao invés de cianita, que ocorre em litotipos de unidades próximas, uma vez que, mesmo considerando-se as deformações tectônicas, a variação da pressão durante o metamorfismo nas diferentes unidades não parece ter sido muito grande.

Naggar & Atherton (1970) estudaram as rochas da auréola de contato do granito de Donegal e as transformações dos aluminossilicatos e observaram existir estreito controle químico para cristalização da cianita, que não afeta a formação da andaluzita e da sillimanita, ou seja, a cianita formar-se-ia apenas em rochas com $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) > 0,5$ ou 0,54, segundo Atherton & Brotherton (1972). Uma amostra destes metapelitos teve somente FeO^* analisado, mas, para alcançar-se a razão de 0,5, seria necessário que quase 90% do ferro fosse ferro férrico, o que é incompatível com a formação da magnetita e das cloritas, indicando que a composição química favoreceria a cristalização da andaluzita em detrimento da cianita. Rochas da Formação Morro da Pedra Preta situadas muito próximas aos xistos com andaluzita, quando com $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) > 0,5$, apresentam, em alguns casos, prismas curtos, provavelmente de cianita, recristalizada em grãos menores de andaluzita, em evento possivelmente correlacionável à segunda geração das andaluzitas das rochas da Formação Nhanguçu.

A ausência da sillimanita na S_1 , cuja cristalização não é controlada pela razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$, indica os limites máximos alcançados pela temperatura, que teriam que ter sido inferiores a aproximadamente 55°C, se considerada a tendência (C) da FIGURA 90, ou um pouco maior que 600°C, se considerados os pontos tripos mais aceitos pela maioria dos pesquisadores, ou seja, os de números 19, 20 e 21 (FIGURA 90). Durante o desenvolvimento da S_2 (tendência (B) da mesma figura), as temperaturas poderiam ter sido relativamente mais elevadas.

FIGURA 92 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos peraluminosos (a) e dos metapelitos manganésíferos (b). Composição da amostra H-065-R (◇).

A andaluzita, bem como os outros dois polimorfos, têm sido comumente descrita em auréolas de metamorfismo de contato, onde transformações polimórficas são freqüentes (Chinner, 1960, 1966; Guitard, 1965, 1969; Hollister, 1969; Naggar & Atherton, 1970; Gueirard & Paillet, 1971; Loomis, 1972; Grambling, 1981), o que leva muitos autores a relacionar sua presença às intrusões de granitóides próximas.

Esta interpretação foi dada por Coutinho *et al.* (1982) para estes xistos com andaluzita e por Frascá, Rodrigues & Reis (1986) e Frascá *et al.* (1987) para as rochas com cordierita, embora os últimos tenham aventado a possibilidade de tratar-se de porções onde não houve *stress*, tal qual Read (1923, em: Deer, Howie & Zussman, 1982), ao se referir aos xistos com andaluzita e cordierita de Banft, Huntly e Turiff (Escócia).

Esta interpretação não encontra respaldo nas observações estruturais e microestruturais, que indicam cristalização durante o evento metamórfico regional, como já colocado por Juliani & Beljavskis (1983). Desfavorece também estas correlações a cronologia de colocação dos granitóides, tardi- a pós-D₂, ou seja, em períodos posteriores aos da cristalização das andaluzitas.

Adicionalmente, as paragêneses dos metapelitos peraluminosos poderiam ser devidas a processos semelhantes aos descritos por Hietanen (1956), que verificou a transformação de polimorfos em xistos de Idaho em função de flutuações do *stress* e da temperatura durante um complexo metamorfismo regional e termal.

b) Metapelitos manganésíferos

As assembléias identificadas para este conjunto foram:

- muscovita + quartzo + minerais opacos ± granada ± cordierita (?)
- biotita + quartzo + muscovita + minerais opacos ± clorita ± granada ± epidoto ± estauroлита ± fibrolita

Dentre estes minerais, a estauroлита e a fibrolita foram identificadas apenas como minerais residuais (TABELA 4).

A presença de estauroлита, fibrolita e, possivelmente, de cordierita nos metapelitos manganésíferos indicam condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito, de temperaturas talvez um pouco mais elevadas que para os metapelitos peraluminosos.

À primeira vista, o metamorfismo que afetou os xistos portadores de andaluzita, cordierita e granada da Formação Nhanguçu durante o desenvolvimento da S₁ poderia ser classificado como do tipo intermediário de baixa pressão de Miyashiro (1961, 1973), ou dos tipos Carança ou Llech de Guitard (1965). Entretanto, considerando-se as limitações anteriormente discutidas sobre a cristalização da andaluzita e a presença de estauroлита, esta unidade geológica poderia ser classificada metamórficamente nos tipos cianita-sillimanita de Miyashiro (1961) ou Canigou de Guitard (1965), apesar de alguns dos minerais metamórficos observados.

Em síntese, parecem bem consubstanciadas para este conjunto condições de metamorfismo progressivo mais elevadas do que para o Grupo São Roque, ou seja, fácies anfibolito médio, com variações para condições de mais baixo ou de mais alto grau (temperaturas mais elevadas para formação da cordierita e com estauroлита instável) e não da fácies dos xistos verdes, como colocado anteriormente por Coutinho *et al.* (1982), Juliani & Beljavskis (1983), Juliani, Beljavskis & Schorscher (1986), Frascá, Rodrigues & Reis (1986) e Frascá *et al.* (1987).

As transformações de granada e de biotita em clorita e de aluminossilicatos em mica branca e pirofilita, representadas com setas na FIGURA 92 (b), caracterizam o evento retrometamórfico como ocorrido na fácies dos xistos verdes. Estas transformações dos polimorfos de Al₂SiO₅ são semelhantes às descritas por Woodland

(1963, em: Loomis, 1972) em Vermont e por Guitard (1969) nos Pirineus orientais, que consideraram como geradas na fácies dos xistos verdes.

2.1.2 Formação Morro da Pedra Preta

Em função das assembléias minerais, estes metassedimentos podem ser agrupados em vários conjuntos, que, em parte, correspondem a diferentes respostas de rochas submetidas a distintas condições de pressão e temperatura. Dentro de cada conjunto podem ainda ser notadas diferentes relações genéticas/texturais de determinados minerais com as deformações. Estas foram produzidas pela evolução diferencial das variáveis do metamorfismo $P_{(pressão\ total)}-T_{(temperatura)}-X_{(fase\ fluida)}-t_{(tempo)}$ em relação aos processos geodinâmicos, de deformações e encurtamento crustal, penecontemporâneos, mas não idênticos em todos os locais, como será discutido adiante.

Entretanto, assembléias que aparentam ser devidas a grau metamórfico mais baixo devem ser considerados com certa ressalva, pois, em geral, tratam-se de intercalações, às vezes menores, dentro de conjuntos maiores portadores de minerais índices de grau metamórfico mais elevado. Muito provavelmente isto se deve às composições químicas das rochas, que impossibilitaram a cristalização de alguns minerais, como a geração de estauroлита (Hoschek, 1967) e de cianita, de biotita e de granada (Chinner, 1960), por exemplo, ou a equilíbrios em mosaico (Korzhinskii, 1953, em: Sük, 1983), ou ainda, a anomalias locais, tais quais acumulações (e/ou composições) anômalas de fases fluidas ou de esforços cisalhantes, resultando em ambientes menores de regimes rúpteis.

Os conjuntos descritos a seguir têm suas paragêneses representadas nos diagramas AFM da FIGURA 93, exceto o conjunto a, devido à sua composição mineralógica, e a relação da cristalização dos minerais metamórficos com as foliações na FIGURA 70.

a) Assembléias com muscovita + quartzo $\pm$ minerais opacos $\pm$ grafita $\pm$ turmalina $\pm$ apatita, com sericita retrometamórfica

São rochas de distribuição restrita, associadas às formações ferríferas ou aos metapelitos normais. O excesso de muscovita/sericita, às vezes com pouco quartzo, sugere que algumas destas podem ter tido origem a partir da transformação de rochas vulcanoclásticas ácidas, de granulação fina.

A grande quantidade de turmalinas indica contribuição de exalitos em partes destas rochas. As rochas que têm quartzo e grafita abundantes quase sempre associam-se às formações ferríferas.

Geralmente, a presença de outros minerais opacos além da grafita, incluindo a magnetita, é bastante subordinada e, mesmo quando mais abundantes, não ocorre biotita, talvez devido à elevada P_{O_2} durante o metamorfismo, responsável pela estabilização da muscovita e dos óxidos de ferro, impossibilitando a cristalização de biotita e de granada (Chinner, 1960). Adicionalmente, as composições químicas não adequadas dos sedimentos devem ter impedido a cristalização da biotita, como discutido por Atherton (1964).

Estes controles químicos devem, ser, portanto, pelo menos em parte, responsáveis pelas paragêneses observadas, sem os minerais índices indicadores do grau metamórfico a que as rochas foram submetidas.

b) Assembléias com muscovita + biotita + quartzo $\pm$ minerais opacos $\pm$ turmalina $\pm$ grafita $\pm$ apatita $\pm$ zircão $\pm$ plagioclásio $\pm$ ilmenita $\pm$ sulfetos $\pm$ epidoto, com clorita e sericita retrometamórficos. Inclui também, em raras amostras, pseudomorfos, possivelmente polimorfos de Al_2SiO_5

O teor de biotita nestas amostras varia desde traços até o amplo predomínio sobre a muscovita e o quartzo, sugerindo uma gradação das composições químicas deste conjunto com as do anterior.

Notou-se novamente, em campo, a intercalação destes litotipos em rochas com paragêneses minerais compatíveis com grau metamórfico mais alto, sendo aplicável o raciocínio anteriormente exposto, para não formação de alguns minerais, como a granada e a estauroлита.

A existência de granada, estauroлита e de fibrolita dentre os minerais residuais destes litotipos é indicativa de equilíbrios metamórficos locais, em função da pressão parcial de fluidos, incluindo O_2 , e da fração molar de alguns elementos químicos.

As paragêneses observadas em lâmina, juntamente com os minerais residuais, estão na FIGURA 93(b), e as paragêneses retrometamórficas estão representadas na FIGURA 93(g). Na primeira figura estão também representados os minerais indicativos de mais alto grau, observados na análise dos minerais residuais (TABELA 4).

A cristalização da biotita foi anteriormente discutida. Ressalta-se apenas que na amostra BF-2995 há muscovita ferrifera parcialmente transformada em biotita. Sobre esta possível reação que parece envolver minerais opacos finos não foram encontrados dados na bibliografia consultada.

Em secções delgadas, o conjunto mostra assembléias minerais características estáveis por toda a zona da biotita da fácies dos xistos verdes, até, pelo menos, a fácies anfibolito médio, mas sem incluir minerais índices. Estes foram encontrados apenas entre os minerais residuais e indicam, tal qual a ausência de cloritas de metamorfismo progressivo, que estes litotipos foram também gerados na fácies anfibolito.

A cloritização retrometamórfica da biotita que ocorre em muitas das amostras é devida a metamorfismo de grau mais baixo, associado à S_3 .

c) Assembléias com quartzo + biotita + muscovita + granada $\pm$ minerais opacos $\pm$ turmalina $\pm$ epidoto $\pm$ grafita, com biotita, clorita e sericita retrometamórficas

Petrograficamente foi identificada granada neste conjunto, bem como estauroлита e fibrolita, dentre os minerais residuais. As paragêneses estão nas FIGURAS 93(c) e (h).

Um enriquecimento em quartzo é, relativamente ao conjunto anterior, bastante comum, muito provavelmente devido, em parte, às reações metamórficas, mas leitos mais quartzíticos com granada não são raros.

A biotita, em muitas das amostras, predomina amplamente sobre a muscovita, mas em outras está bastante subordinada, sendo até mesmo um mineral acessório. Ambas estão geneticamente relacionadas à S_1 e S_2 , mas também ocorrem outras, associadas ao desenvolvimento da S_3 . Transformações retrógradadas da biotita para clorita são comuns.

A granada tem granulação fina a muito grossa, ultrapassando mais de 1,5 cm de diâmetro em alguns locais. Tende a concentrar-se em leitos, mas pode não ocorrer em outros, tanto na escala microscópica, como de afloramento, evidenciando o controle químico do sedimento original na sua formação. Quase sempre está parcialmente transformada em biotita e/ou clorita e está freqüentemente parcial ou totalmente intemperizada, produzindo típicas estruturas limoníticas em *boxwork* com micas, quartzo e minerais opacos inclusos.

FIGURA 93 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba

Epídoto e grafita são bastante raros e turmalina pode ser relativamente abundante em algumas rochas.

O primeiro aparecimento da granada almandínica em metamorfitos do tipo Barrowiano se dá no limite superior da zona da biotita (Deer, Howie & Zussman, 1982), ou seja, para uma dada pressão, cerca de 20 a 30°C, acima da reação de stilpnomelano + muscovita instável para biotita + muscovita estável (Winkler, 1977).

Desde que as rochas possuam composição química adequada, a cristalização da granada é favorecida em ambientes de pressão mais elevada (Keesmann *et al.*, 1971), tal como indicado por Miyashiro (1961), ao definir seus cinco diferentes tipos de metamorfismo.

Atherton (1964), ao analisar as assembléias minerais presentes com o surgimento da isógrada da granada, concluiu que em rochas mais aluminosas a granada cristaliza-se concomitantemente à biotita, mas em rochas mais ricas em SiO₂ e pobres em Al₂O₃, a granada não se cristaliza, permanecendo estáveis assembléias com quartzo + biotita + clorita + (muscovita). A formação da almandina nos metapelitos hercínianos mesozonais dos Pirineus Ocidentais aconteceu somente em condições químicas específicas, ou seja: se FeO/MgO é alto, FeO/MnO pode ter valores normais, mas se FeO/MgO é baixo, ela só cristaliza em rochas onde a razão FeO/MnO é excepcionalmente baixa (Fontelles & Guitard, 1971), possibilitando a formação da molécula espessartita.

A presença de leitos ou camadas com granadas almandínicas é claramente indicativa de composições químicas adequadas e inadequadas para a sua cristalização, incluindo entre estas, eventualmente, P_{O2} relativamente elevadas (Hsu, 1968; Keesmann *et al.*, 1971).

Estes condicionantes químicos podem explicar a distribuição da granada em determinados leitos intercalados com outros sem granada, e até mesmo sua ausência em certos litotipos.

A presença de granadas em rochas distribuídas por toda a área aflorante do Grupo Serra do Itaberaba indica que seus litotipos, relativamente aos do Grupo São Roque, foram submetidos a condições de pressões mais elevadas, pois, mesmo na zona da clorita/biotita em que se encontra o Grupo São Roque, suas rochas deveriam, pela sua composição mineralógica, possuir maior abundância de granada (conforme Atherton, 1964), se as condições de pressão tivessem sido mais elevadas. Isto significa que diferentes regimes metamórficos progressivos afetaram os dois grupos.

Diversas reações possibilitam a cristalização da granada nos mais variados litotipos.

O consumo de clorita na sua formação foi pela primeira vez observado por Tilley (1926).

Posteriormente, Hirschberg & Winkler (1968) estudaram experimentalmente, em temperaturas elevadas, a reação:

Deduziram que a granada cristaliza-se a 500°C sob pressão de 4 kb e, a aproximadamente 600°C, sob pressão de 5 kb. Estas temperaturas de formação podem ser mais baixas para a maioria dos metapelitos, pois os autores utilizaram reagentes com baixos teores de MnO.

Hsu (1968) analisou a reação:

Esta foi posteriormente termodinamicamente modelada por Kretz (1973, 1974), que concluiu haver uma relação entre a taxa de reação e a granulometria dos reagentes com o incremento da temperatura. Hsu (1968)

verificou que a temperatura de formação varia relativamente pouco em função da pressão e que a espessartita pura forma-se ao redor de 385°C em 1 kb, 415°C em 3 kb e a almandina pura a 525°C em 1 kb e 550°C em 3 kb. Kamineni (1976), ao estudar o K_D de Fe/Mg entre a granada e a clorita, demonstrou que a biotita, a muscovita e o plagioclásio podem tomar parte nesta reação. A ausência de clorita nas paragêneses dos metamorfismos progressivos nestas rochas permite a interpretação de que as granadas tenham sido formadas inicialmente pelo consumo da clorita + quartzo em condições de P e T intermediárias às acima citadas, uma vez que há, certamente, a participação do manganês na sua composição. Provavelmente a composição deve estar mais próxima do membro almandínico, consideradas as alterações intempéricas limoníticas e não as manganíferas, o que implicaria na cristalização no início da fácies anfibolito ou no final da fácies dos xistos verdes.

Outras reações que podem ter gerado as granadas seriam as seguintes:

A reação (27) deve-se a Chinner (1960) e Chakraborty & Sen (1967) e a reação (36) a Brown (1969), ambas deduzidas por observações petrográficas. Tem-se, ainda:

As reações (37) e (38) foram sugeridas por Thompson Jr. & Norton (1968); a (39), por Hoffer (1973, em: Winkler, 1977); a (40), por Trzcieski Jr. (1977) e a (41), por Atherton (1964) e Ganguly (1968).

As reações, de (35) a (41), podem, hipoteticamente, ter-se processado nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta.

A amostra F-1334-C, por exemplo, praticamente não tem mais biotita na matriz, mas tem granada rica em inclusões de biotita e quartzo em grande quantidade, sugerindo que a biotita e a clorita poderiam ter sido consumidas, provavelmente segundo a reação (35). Clorita retrometamórfica, sempre muito comum em rochas com granadas ricas em ferro, com ou sem biotita, indica que as granadas têm composições adequadas para tal transformação.

A presença de epídoto junto à granada na amostra F-1105-R, que tem biotita, granada e muscovita abundantes, sugere que, pelo menos em parte, o epídoto pode ter sido envolvido na cristalização da granada, segundo a equação (36), onde parte do epídoto teria restado após consumo de toda clorita.

A presença de rutilo associado às granadas sugere que a reação (40), detectada por Trzcieski Jr. (1977) em metapelitos de Whetstone Lake (Ontário), associados à sequência metavulcano-sedimentar e metamorfisada desde a zona da biotita até a zona da sillimanita, pode também ter ocorrido nos litotipos estudados.

As granadas almandínicas geradas no limite entre as fácies dos xistos verdes e anfibolito são, geralmente, bastante pequenas e mais ricas em MnO que as cristalizadas em mais alto grau metamórfico. Quando a

taxa de cristalização aumenta, a de nucleação torna-se muito baixa, o que faz com que as granadas tendam a formar porfiroblastos, implicando em processos diversos de migração de elementos químicos da matriz para o porfiroblasto (Kretz, 1966, 1974). Nestes trabalhos o autor encontrou em Yellowknife três gerações de granadas, relacionadas a diferentes estágios de nucleação e cristalização, mas não pôde explicar os motivos que propiciaram tais eventos (Kretz, 1973).

Com o aumento do grau metamórfico as granadas, além de tornarem-se maiores, adquirem nítido zoneamento composicional, opticamente distinguível por variações de cores, índices de refração e texturas. Com o advento da microsonda eletrônica, muitos trabalhos foram desenvolvidos para determinar-se as variações químicas em granadas zonadas, e os relacionamentos com as variações nas condições físicas do metamorfismo, destacando-se o de Sturt (1962), Banno (1964), Butler (1967), Nandi (1967), Atherton (1968), Brown (1969), Kwak (1970), Chatterjee (1971a), Edmunds & Atherton (1971), Müller & Schneider (1971), Miyashiro & Shido (1973), Crawford (1977), Hollister (1977), Trzcinski Jr. (1977), Woodsworth (1977) e Anderson & Olimpio (1977).

O zoneamento normal caracterizado por vários destes autores pela redução de MnO e CaO e aumento do FeO e MgO do núcleo para as bordas, é considerado como produzido por reações contínuas durante o aumento da pressão e da temperatura durante um metamorfismo progressivo. Analogamente, zoneamentos inversos seriam típicos de eventos retrometamórficos.

Diversos destes autores, especialmente Woodsworth (1977) e Anderson & Olimpio (1977), notaram que nas zonas da cianita, da sillimanita ou da cordierita as granadas são homogeneizadas. Isto ocorre porque nas altas temperaturas, o gradiente químico elevado favorece os processos de difusão volumétrica intercrystalinos do interior para as bordas do mineral. Woodsworth (1977) verificou que a homogeneização química ocorre a cerca de 600°C e que, na zona da cordierita, as granadas não mais são zonadas. Bordas ricas em manganês nas granadas, de paragêneses de alta temperatura, são também típicas, mas produzidas por retrometamorfismo.

Apesar de não terem sido feitas determinações do quimismo das granadas por microsonda eletrônica, para constatar ou não zoneamentos, elas são geralmente de granulação relativamente grossa, geralmente com mais de 3 mm, alcançando até mais de 1,5 cm de diâmetro e, na sua quase totalidade, não apresentam variações zonadas de cor ou de índices de refração, sugerindo terem sido, em sua maioria, homogeneizadas, ou seja, devem ter sido cristalizadas em temperaturas elevadas. As granadas tiveram desenvolvimento complexo, com vários períodos de nucleação e de crescimento, como pode ser visto na FIGURA 70. Os principais deles incluem quase todo estágio do desenvolvimento da S_1 e da S_2 , quase sempre com a blastese tendo continuado após cessadas as deformações. Durante o desenvolvimento da terceira fase (S_3), a cristalização da granada foi muito rara.

O limite superior da estabilidade da granada almandínica foi estudado por Hsu (1968) e Keesmann *et al.* (1971). O campo de estabilidade da almandina é bastante abrangente e tem seus limites, mesmo a pressões relativamente baixas, muito acima das temperaturas fornecidas pelas paragêneses de mais alto grau da área, e não serão portanto aqui discutidas. Entretanto, Hsu (1968) e Keesmann *et al.* (1971) concluíram que em pressões inferiores a 3 kb a estabilidade da almandina depende fortemente da f_{O_2} , o que não ocorre com a espessartita. Em baixos estados de oxidação, a assembléia hidratada de baixa temperatura é formada por quartzo + clorita $\pm$ magnetita + fluido, produtos estes observados nas granadas, devido aos eventos retrometamórficos, onde a clorita + quartzo + minerais opacos são comumente encontrados nas bordas e fraturas das granadas. Transformações para biotita, geralmente vinculadas ao desenvolvimento da S_2 , e desta para clorita (durante a S_3), também são comuns

(FIGURA 93(h)). A biotitização da granada implica em ter havido potássio liberado pelas reações metamórficas e/ou a infiltração metassomática durante o desenvolvimento da S_2 e da S_3 .

A estabilidade da granada durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 , especialmente durante a primeira foliação, indica que a pressão deve ter sido sistematicamente mais elevada que 3 kb. Por outro lado, a sua instabilidade durante os eventos retrometamórficos, aos quais se associam as foliações S_3 e S_4 , indica pressões mais baixas nestes períodos.

Outras evidências de reequilíbrios metamórficos nestes litotipos, sob condições da fácies dos xistos verdes, são:

- biotitas verdes retrometamórficas, com abundantes inclusões de minerais opacos, às vezes com restos inclusos de biotitas anteriores, marrom escuras.
- biotitas escuras melhor preservadas, geradas durante a primeira e a segunda fase de deformação, parcialmente retrometamorfizadas durante o terceiro evento deformacional, com geração de biotita verde + clorita.
- sericitização da biotita, implicando em que o sistema tenha sido, pelo menos localmente, aberto, o que possibilitou a lixiviação de ferro e magnésio, muito provavelmente com introdução de K^+ , possivelmente acompanhadas por variações na P_{O_2} . Muscovitas em continuidade óptica com biotita, ricas em minúsculas inclusões de minerais opacos, foram também observadas e a sericitização das muscovitas é também bastante frequente.

As condições máximas de pressão e temperatura do retrometamorfismo são sugeridas pela incipiente cristalização acretiva da granada, observada em uma amostra apenas, associada às deformações da terceira fase.

d) Assembléias com quartzo + muscovita + biotita + granada + estaurolita $\pm$ minerais opacos $\pm$ turmalina $\pm$ apatita $\pm$ zircão, com biotita, clorita e sericita retrometamórficos

As rochas são petrograficamente semelhantes às anteriores, mas possuem estaurolita como componente menor ou acidental, geralmente distribuído preferencialmente em bandas, mas podendo também estar disperso por toda a rocha, como nos metapelitos da parte nordeste do Grupo. A estaurolita forma quase sempre porfiroblastos com 0,2 - 0,5 mm, às vezes menores, só identificáveis ao microscópio, mas localmente ocorrem cristais com mais de 3 cm de comprimento. Em alguns, as estaurolitas têm texturas de instabilidade metamórfica, que serão melhor discutidas nos subítens seguintes.

As assembléias minerais estão representadas na FIGURA 93(d), com os minerais retrometamórficos na FIGURA 93(i) e as relações dos minerais com as foliações e fases de metamorfismo na FIGURA 70. Fibrolita foi identificada na análise dos minerais residuais em algumas destas amostras (TABELA 4).

O surgimento da estaurolita claramente define para os metapelitos o início do grau médio de Winkler (1977) ou a fácies anfíbolito de Turner (1981).

Chinner (1967) considerou ser o cloritóide um importante mineral formador de estaurolita, uma vez que nos metapelitos do Dalradian Belt (Escócia) ocorrem assembléias de cloritóide + muscovita + granada nos terrenos de baixo grau metamórfico e muscovita + granada + estaurolita + biotita nos terrenos de grau médio.

Entretanto, Hoschek (1967) demonstrou que tanto o cloritóide como a estaurolita somente cristali-

lizam-se em litotipos com composições químicas específicas, o que, segundo Winkler (1977), impede a formação da estauroлита em dois terços dos sedimentos pelíticos e psamíticos conhecidos, e do cloritóide em aproximadamente três quartos deles. Por outro lado, Ganguly (1968) reconheceu que os teores de SiO_2 e de Al_2SiO_5 da rocha não são essenciais para formação da estauroлита e sim a f_{O_2} , já que o mineral forma-se apenas em um restrito campo do diagrama $P_{\text{O}_2} \times T$. A influência do MgO , MnO e CaO , estendendo os limites da estabilidade de alguns minerais formadores de estauroлита, é também importante.

Conseqüentemente, outros reagentes são necessários para o aparecimento da estauroлита, além do cloritóide, como será discutido adiante.

O cloritóide cristaliza-se no início da fácies dos xistos verdes através da reação seguinte, deduzida por observações petrográficas:

Esta reação foi estudada experimentalmente por Halferdahl (1961), Schreyer (1965) e Hoschek (1967), sem que as condições em que ela ocorre tivessem sido perfeitamente definidas, apesar de coerentes com as observações petrográficas.

Outras reações podem cristalizar cloritóide, envolvendo clorita, muscovita e clorita, paragonita e quartzo, ocorrendo na parte superior da fácies dos xistos verdes.

Cloritóide não foi observado em nenhuma amostra dos metapelitos analisados, o que pode indicar que ele tenha sido consumido para formação da estauroлита, caso tenha existido.

A quebra do cloritóide para formação de estauroлита, segundo a reação seguinte, foi estudada experimentalmente por Hoschek (1967):

Esta reação praticamente não depende da pressão, pois dá-se entre 4,0 e 8,0 kb, a temperaturas de aproximadamente de $545 \pm 20^\circ\text{C}$. Utilizando-se como aluminossilicato andaluzita ou cianita, ao invés de produtos sintéticos, Hoschek (1969) modificou levemente estes valores.

As reações de quebra do cloritóide, (43) e (45), foram sugeridas através de evidências petrográficas por Harker (1939, em: Ganguly, 1968).

Ganguly & Newton (1968) estudaram a reação:

Os autores concluíram que a quebra do cloritóide, sob alta P_{O_2} , ocorre a 544°C a 5 kb e a 575°C a 10 kb, utilizando-se o tampão HM (hematita/magnetita) e, com o tampão NNO, a temperaturas cerca de $50 - 60^\circ\text{C}$ mais altas, para as mesmas pressões.

Esta reação havia sido sugerida por Schreyer & Chinner (1966) ao verificarem estauroлитas em arranjos que lembravam pseudomorfos de cloritóide, existentes em determinadas bandas de cianita quartzitos do Rio Arriba County (Novo México).

A reação (44) foi também experimentada por Ganguly (1968) que obteve temperaturas de $580 \pm 10^\circ\text{C}$ (tampão HM) e $635^\circ\text{C} \pm 15^\circ\text{C}$ (tampão NNO), à pressão de 10 kb. Com o tampão de NNO, observou que a 620°C a 10 kb ocorre:

Ganguly (1968, 1969) também estudou as seguintes reações, a $P_T = 10 \text{ kb}$:

A reação (30) processou-se entre 650 - 725°C (com tampão NNO); a (46), entre 600 - 745°C (com tampão HM); a (47), a 725°C (com tampão NNO) e a (48), com tampão NNO, foi inconclusiva a 600°C. A análise termodinâmica teórica deste conjunto de reações permitiu a Ganguly (1968, 1969) estabelecer o limite superior da estabilidade da estaurolita, decompondo-se por desidratação, com tampão NNO (definido pelo cloritóide e pela magnetita), como situada a $687,5 \pm 37,5^\circ\text{C}$ a 10 kb.

Ganguly (1968) também verificou que as influências do MgO e MnO nos equilíbrios estaurolita-cianita, cloritóide-cianita e cloritóide-magnetita podem ser contrabalanceados um pelo outro, mas que o MnO é muito efetivo para expandir o campo de estabilidade da almandina, assim como o CaO. A presença de micas nas parageneses implicam na inclusão de K₂O no sistema termodinâmico, produzindo equilíbrios divariantes entre as fases estaurolita, biotita e muscovita, definidos pelas reações:

Nestas condições de múltiplas dependências nos metapelitos, pode-se concluir que o surgimento da estaurolita não pode ser definido por condições de P e T únicas, e sim por faixas de P e T de acordo com as composições químicas e mineralógicas dos litotipos.

Ampla análise de várias destas reações foram efetuadas por Hoschek (1967), Richardson (1968a, 1968b) e Ganguly (1972), concluindo que a quebra do cloritóide produzindo estaurolita dá-se, em geral, entre 500 - 575°C a pressões de 4 - 8 kb, compatível também com a formação da estaurolita em reações que envolvem clorita, que, *a priori*, poderiam ser consideradas como as condições físicas mínimas que afetaram estes litotipos da Formação Morro da Pedra Preta.

Algumas discussões adicionais sobre a influência da P_{O_2} na cristalização da estaurolita e na definição das isógrads foram efetuadas por Ganguly (1971) e Hoschek (1971).

Baskhar Rao & Johannes (1979) analisaram experimentalmente as reações:

Em pressões entre 6 e 15 kb, com tampões QFM (quartzo-faialita-magnetita) e NNO, as temperaturas obtidas concordam com os dados de Hoschek (1967) e de Richardson (1968a, 1968b), e estão cerca de 30°C abaixo das temperaturas definidas por Ganguly (1972).

Para as reações (45) e (49) efetuadas com ferro-cloritóide e ferro-estaurolita, Baskhar Rao & Johannes (1979) encontraram, respectivamente, temperaturas de 540 - 690°C a $P = 6$ kb, 560 - 650°C a 10 kb e 580 - 600°C a 14 e 15 kb, definindo os limites inferior e superior da estabilidade estaurolita + quartzo.

$$\text{Se: } K = \frac{X_{Fe}^{Gr}}{X_{Fe}^{St}} \text{ (onde: } X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg + Mn + Ca} \text{), para } K = 0,71, \text{ estas temperaturas caem cerca}$$

de 50°C e se $K = 1,1$ são elevadas em aproximadamente 20°C, indicando, novamente, que o surgimento da estaurolita pode ser definido pela composição química da rocha.

A formação da estaurolita a partir da clorita, segundo a reação abaixo, foi experimentalmente estudada por Hoschek (1969):

O autor acima verificou condições de $P_T = 4$ kb à $T = 540 \pm 15^\circ\text{C}$ e de $P = 7$ kb à $T = 565 \pm 15^\circ\text{C}$, com tampão QFM e tendo usado como reagentes materiais naturais, sendo as cloritas, a daphnita, no limite composicional da pseudothuringita, e a picnoclrita, no limite composicional da ripidiolita. As condições de estabilidade da paragéneses da estaurolita + quartzo + muscovita + biotita foram definidas na faixa de $P = 2,0$ kb e $T = 575 \pm 15^\circ\text{C}$ a $P = 5,5$ kb e $675 \pm 15^\circ\text{C}$, pela reação:

Hoschek (1969) verificou também que a reação abaixo pode ocorrer, sob condições de P e T semelhantes às em que o cloritóide + quartzo ou cloritóide + Al_2SiO_5 ocorrem:

A reação seguinte, de geração de estaurolita, foi sugerida por Albee (1965) e Carmichael (1970):

Das (1978) observou possíveis passagens entre estaurolita e muscovita, sugerindo seu desenvolvimento a partir de:

Hoffer (1973, em: Winkler, 1977) sugeriu que, em temperaturas relativamente mais baixas que as anteriores, a estaurolita poderia cristalizar-se segundo:

Ganguly (1972) analisou que a estaurolita poderia formar-se a partir da granada, segundo:

A formação da estauroлита nos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta pode estar ligada tanto à quebra da clorita quanto à do cloritóide, segundo as várias reações discutidas. Desfavorecem a origem predominante a partir do cloritóide a falta de relíquias armadas de cloritóide magnésiano nas granadas almandínicas que se cristalizam nas condições da fácies superior dos xistos verdes, antes da reação da quebra cloritóide $\rightarrow$ estauroлита, muito comuns nestas situações, as composições químicas das rochas, em geral, bastante ricas em K, Na e Ca, e as razões Fe/Mg que limitam drasticamente o aparecimento do cloritóide (Winkler, 1977).

A ausência de biotita em vários dos litotipos pode estar indicando que ela não foi um produto da formação da estauroлита, que poderia ter sido cristalizada segundo as reações (43), (44) e (45). A falta de granada pode, em parte, ser devida ao seu consumo segundo várias das reações citadas, com a queda relativa da pressão, e a existência de estauroлита instável nestes litotipos pode estar indicando fortes variações positivas de P_{O_2} (a P_T elevada) que tende a destruí-la, em favor da cristalização da cianita. A falta quase completa de clorita nestes litotipos sugere seu consumo para formação de granada ou estauroлита através das reações como a (54), (56), (57) e (59).

Por outro lado, a ausência de muscovita em algumas das rochas pode indicar a formação da estauroлита através de várias das reações consideradas. Texturas indicativas da reação de muscovita + magnetita = biotita observadas em algumas amostras podem representar condições de P_{O_2} próximas daquelas em que se dão reações como a (60).

A estauroлита cristalizou-se em vários estágios, principalmente na parte final do desenvolvimento da S_1 e no início e final da S_2 . Um desenvolvimento intenso pós- S_2 e pré- S_3 também foi verificado. Em alguns litotipos verificou-se, apenas, cristalização pós- S_1 e pré- S_2 , o que deve corresponder a flutuações locais nas condições de pressão e temperatura ou variações na P_{O_2} .

Ressalta-se também um conjunto de rochas da localidade ao redor de (E22), onde há crescimento tardio de estauroлита finas sobre as bordas das estauroлитas de granulação grossa no final da terceira fase metamórfica, que provavelmente está relacionada à atividade térmica do Granitóide Serra da Pedra Branca (FIGURA 70).

Considerando-se os vários trabalhos experimentais anteriormente discutidos, pode-se concluir que este conjunto de metapelitos formou-se sob temperaturas superiores a 500 - 540°C e inferiores a aproximadamente 670°C, para uma faixa de pressão variando entre 4 e 8 kb, definidas pelo campo de estabilidade da estauroлита.

A estabilidade da estauroлита na zona da cianita, observada por diversos autores, como Wenk, Wenk & Wallace (1974) e Bianchi Potenza, Gorla & Notarpietro (1978), entre outros, além dos já citados, será discutida adiante.

As reações retrometamórficas deste conjunto são idênticas às descritas no item anterior, além da transformação de estauroлита em biotita e em sericita. A sericitização pode ser devida a fluidos ricos em H^+ ou K^+ presentes durante o retrometamorfismo, como parecem indicar as texturas, mas poderia também ser produzidas durante a progressão do metamorfismo, na zona da sillimanita, com dissolução da estauroлита e cristalização da mica branca (Guidotti, 1968).

e) Metapelitos com cianita e/ou andaluzita e/ou sillimanita

Estas rochas têm em geral granulação mais grossa que as anteriores. Suas assembléias minerais do

metamorfismo progressivo estão representadas na FIGURA 93(e), a dos minerais retrometamórficos na FIGURA 93(j) e as relações das fases de crescimento dos minerais com as foliações metamórficas na FIGURA 70.

Três conjuntos de rochas com diferentes assembléias minerais, descritos a seguir, foram identificados.

e1) muscovita + quartzo + cianita + granada $\pm$ biotita $\pm$ minerais opacos

As assembléias minerais deste conjunto são relativamente raras e diferenciam-se das descritas no subitem d pela quase total ausência da estauroлита.

A formação em baixo grau metamórfico da cianita, mineral típico deste conjunto, pode ocorrer através das mesmas reações que geram andaluzitas, segundo:

Estas reações foram estudadas experimentalmente por Haas & Holdaway (1973). A reação (3) ocorreu à $T = 384^\circ\text{C}$ à $P = 2,5 \text{ kb}$ e à $T = 419^\circ\text{C}$ à $P = 7 \text{ kb}$ e a reação (61), às mesmas pressões anteriores, respectivamente às temperaturas de 364°C e 398°C .

Apesar disto, as rochas com cianita são em geral consideradas como geradas em pressões e temperaturas mais elevadas que as geradas na zona da estauroлита e menores que as da zona da sillimanita (Miyashiro, 1973; Winkler, 1977; Turner, 1981; Deer, Howie & Zussman, 1982), além de normalmente serem descon sideradas as restrições quanto a f_{O_2} que controla a presença da cianita e da estauroлита, que foram colocadas por Ganguly (1968, 1969, 1971) e discutidas anteriormente.

A reação (3) foi petrograficamente observada por Read (1934), em rochas do Grupo Saxa Vord de Shetland, na zona da granada e por Chinner (1966) nos xistos do Dalradian (Escócia).

Schreyer & Chinner (1966) e Ganguly & Newton (1968) propuseram, ainda, a formação da cianita pela oxidação do cloritóide, segundo:

O fator crítico para cristalização da cianita, através das as reações (3), (61) e (62), é a pressão total, que tem que ser relativamente elevada para não permitir a cristalização da andaluzita.

A cianita pode formar-se no início da fácies anfíbolito, segundo Miyashiro (1973), segundo:

A temperaturas de 500°C e 600°C , em pressões de respectivamente 4 e 5 kb, a cianita pode cristalizar-se segundo Hirschberg & Winkler (1968), de acordo com:

Parte da cianita dos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta poderia ter sido cristalizadas através destas reações, sob condições metamórficas mais brandas. Entretanto, as relações texturais indicam que

sua cristalização deu-se, em geral, sob condições mais enérgicas, compatível ou superior àquelas em que foi gerada a estaurolita.

Sob condições metamórficas semelhantes às aqui observadas, Read (1934) notou em rochas do Grupo Saxa Vord, que a cianita formou-se através da quebra da estaurolita em paragênese com quartzo, tal qual Chakraborty & Sen (1967), em metapelitos de Kandra, Singhbhum e Bihar (Índia). Apesar de concluírem por diferentes proporções estequiométricas, a reação dar-se-ia segundo:

Esta reação foi termodinamicamente analisada por Thompson Jr. (1955) e experimentalmente por Ganguly (1968, 1969). Este autor concluiu que a quebra, a 10 kb, dar-se-ia a 650 - 725°C, utilizando o tampão NNO.

Hoschek (1967), Richardson (1968a, 1968b), Ganguly (1968, 1969, 1972) e Miyashiro (1973) analisaram também a reação:

Segundo Hoschek (1969), para estaurolitas com $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ variando entre 0,2 - 0,4, a reação dá-se a 575°C a 2 kb e a $675 \pm 15^\circ\text{C}$ a 5,5 kb.

Quando a muscovita é sódica, a reação pode processar-se em temperaturas mais baixas, segundo Guidotti (1970).

Adicionalmente, Guidotti (1974) propôs para litotipos do Rangeley Quadrangle (Maine) que a cianita poderia ser cristalizada segundo:

Alguns controles químicos podem desfavorecer a cristalização de certos dos polimorfos de Al_2SiO_5 ou favorecer a cristalização de outros, o que deve também ser analisado na definição da evolução metamórfica dos metapelitos.

A cristalização da cianita pode ser limitada a rochas com $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) > 0,50$ (Naggar & Atherton, 1970) ou $> 0,54$ (Atherton & Brotherton, 1972).

A andaluzita e a cianita cristalizam-se preferencialmente em metapelitos de grau médio com teores de $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 15\%$ e $\text{CaO} = 0$, variando até $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 20\%$ e $\text{CaO} = 4,0\%$, segundo Winchester (1974).

O primeiro condicionante químico não afeta a cristalização da andaluzita e da sillimanita e o segundo limita o aparecimento da sillimanita.

Assim, em rochas com razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ diferentes dos valores acima, a andaluzita, se cristalizada, inclusive em função das limitações nos teores de CaO e Al_2O_3 , pode permanecer meta-estável no campo de estabilidade da cianita, até ser alcançado o campo de estabilidade da sillimanita, assim indicando que as rochas teriam sido afetadas apenas por pressões relativamente mais baixas, o que pode não corresponder à realidade.

Equilíbrios meta-estáveis são muito comuns em metapelitos, como observados por Newton (1966a, 1966b), Richardson, Bell & Gilbert (1967), Albee & Chodos (1969), Holdaway (1971), Chinner (1973), Rumble III (1973), Lefebvre & Naert (1978) e Grambling (1981), o que poderia estar indicando a influência do quimismo da rocha na preservação de um polimorfo dentro do campo de estabilidade de outro.

A cianita pode ter sido gerada através de várias das reações anteriormente citadas. A falta da estau-

rolita em muitas das rochas pode ser explicada pelo quimismo das rochas, pela P_{O_2} durante o metamorfismo (Ganguly, 1968, 1969, 1972), ou pela quebra da estauroлита, especialmente nas rochas ricas em granada e em cianita, através das reações (29), (30) e (63).

A cianita tem sua gênese restrita ao primeiro evento metamórfico-deformacional, não ocorrendo no segundo evento, como acontece com a maioria dos demais minerais, indicando que o gradiente da pressão total foi mais elevado durante o desenvolvimento da S_1 .

Eventualmente, a presença de cianita poderia ser explicada pela presença de intrusões granitóides, ou seja, ser gerada por metamorfismo de contato (Pitcher & Read, 1963; Naggar & Atherton, 1970; Loomis, 1972). Esta interpretação, entretanto, não é aplicável para as rochas do Grupo Serra do Itaberaba, em função do relacionamento da sua cristalização da cianita com o desenvolvimento das foliações metamórficas.

Este conjunto, desta forma, teria sido formado na zona da cianita, definida por Barrow (1912).

e2) biotita + quartzo $\pm$ muscovita $\pm$ andaluzita $\pm$ cianita $\pm$ sillimanita $\pm$ granada $\pm$ estauroлита $\pm$ minerais opacos $\pm$ turmalina

A segunda assembléia de minerais também é rara, tendo sido observada apenas em poucos afloramentos e em testemunhos de sondagens rotativas efetuadas entre os granitóides Pau Pedra e Pedra Branca, na parte sul da área mapeada.

As texturas das rochas sugerem cristalização da andaluzita previamente à cianita, que, então, deve ter permanecido meta-estável no campo da cianita, mas muito provavelmente, dadas as dimensões semelhantes dos minerais e as relações aproximadamente sincrônicas de ambos, definidas pelas foliações S_1 e S_2 , a cristalização dos polimorfos deve ter ocorrido em condições de P e T muito próximas à reta do equilíbrio univariante andaluzita/cianita, previamente ao desenvolvimento da S_2 . O crescimento posterior de sillimanita fibrosa sobre ambos sugere que as temperaturas foram próximas às do ponto triplo, sob condições de pressão pouco mais elevadas.

A manutenção meta-estável da andaluzita dentro do campo de estabilidade de outros polimorfos é comum, como observado pelos vários autores citados anteriormente.

Isto em parte deve-se, segundo Althaus (1969a, 1969b, 1969c), às substituições do Al^{3+} por elementos menores, especialmente o Fe^{3+} , o que provoca alterações na estabilidade dos polimorfos. As substituições do alumínio pelo ferro acontecem em função do aumento da P_{O_2} (Chinner, Smith & Knowles, 1969), o que é sugerido para os litotipos estudados através de várias reações descritas nos itens prévios a este.

Strens (1968) já havia verificado que a presença de Fe^{3+} e de Mn^{3+} na andaluzita estende seu campo de estabilidade e Abs-Wurmbach & Langer (1975) verificaram que o mesmo ocorre quando a substituição do alumínio se dá apenas pelo Mn^{3+} .

A presença de piemontita em uma das amostras que tem cianita e andaluzita é sugestiva da influência do Mn^{3+} na estabilização da andaluzita durante a cristalização da cianita.

e3) biotita + quartzo + muscovita $\pm$ granada $\pm$ sillimanita (ou fibrolita) $\pm$ turmalina $\pm$ minerais opacos $\pm$ estauroлита $\pm$ zircão

Nestes litotipos as assembléias minerais são muito semelhantes às do conjunto anterior, mas caracteristicamente têm sillimanita e/ou fibrolita e não estão presentes a andaluzita e/ou a cianita. Caracteristicamente a estauroлита encontra-se estável apenas quando inclusa em outros minerais, como a muscovita, por exemplo. Quando livre, encontra-se quase sempre associada e intercrescida, em texturas de reação, com a sillimanita.

A geração da sillimanita, nestes casos, é devida à quebra da estauroлита, que pode ter-se dado segundo as várias reações citadas no subitem anterior, em substituição à cianita, através das reações (29), (30) e (63).

A sillimanita apresenta-se sob diversas formas. O tipo mais comum é constituído por porfiroblastos, comumente dobrados, de fibrolita bem orientada, além de pequenos grãos de sillimanita. Muito frequentemente preservou restos (inclusões) de cianita ou conservou as clivagens da cianita desenhadas por minúsculas inclusões de minerais opacos, principalmente hematita e/ou magnetita, sendo estas texturas mais comumente observáveis nos minerais residuais. Um tipo semelhante, com as mesmas reliquias, mas mais mal preservadas, é formado por fibrolita sob a forma de tufos ou "ninhos" bastante deformados. O terceiro tipo é constituído por fibrolita intercrescida com biotita e muscovita, geralmente com granada associada. O tipo mais raro é formado por porfiroblastos prismáticos, às vezes um pouco fibrolitizados, ou com grãos menores de sillimanita associada, que foram interpretados como os minerais mais poupados pelos processos retrometamórficos e deformacionais.

A fibrolita em muitos casos cresceu orientada no plano axial de dobras D_2 e D_3 que afetam antigos porfiroblastos maiores, mais ou menos fibrolitizados, ou seja, fibrolitas foram formadas tanto durante os eventos de metamorfismo progressivo, como durante as fases retrometamórficas ocorridas sob condições da fácies dos xistos verdes.

Este conjunto está posicionado metamorficamente na zona da sillimanita de Barrow (1912).

Pitcher & Read (1963) sugeriram que o crescimento da sillimanita a partir da biotita deve-se à influência de fluidos magmáticos originados por intrusões graníticas. Chinner (1966) atribuiu a mesma origem metassomática, em função da associação da fibrolita com muscovita grossa, topázio e turmalina.

A sillimanita fibrosa formou-se, muitas vezes, pela quebra da biotita, pois ocorre em muitas áreas onde não ocorre estauroлита. (Chinner (1961, 1966) considera que a biotita funciona como um agente nucleador para fibrolita, devido aos arranjos atômicos da mica.

Foster (1977) também notou que a nucleação da sillimanita ocorre preferencialmente em biotitas, mas somente naquelas situadas nas proximidades das granadas, onde formam segregações com núcleos ricos em sillimanita e bordas com biotita, o que indicaria que a cristalização foi definida por gradientes químicos locais.

Vernon (1975) e Vernon & Flood (1977) distinguiram dois tipos de fibrolita em metapelitos, as quais consideraram geradas por diferentes processos: umas geradas em claro equilíbrio metamórfico com os demais minerais, que poderiam ser formadas por nucleação na biotita durante a progradação do metamorfismo, e outras que alteram os limites dos grãos preexistentes aos quais se associam (inclusive as andaluzitas), provavelmente originadas por processos metassomáticos. Vernon (1979) considerou provável que as fibrolitas das rochas do Cooma Complex (Austrália) poderiam se formar pela ação de fluidos com H^+ liberados pela hidratação de cordieritas.

Todas estas possibilidades são muito plausíveis na geração das fibrolitas observadas, tendo em vista o grau metamórfico alcançado e a intensa ação hidrotermal-metassomática (que pode ter sido gerada por processos metamórficos), caracterizada pela cristalização e pela cristalização acretiva de turmalinas e muscovitas em períodos pós-deformacionais e transformações da granada em biotita. A presença de grandes massas graníticas pode ter propiciado a formação de fluidos ricos em K^+ , que podem ter contribuído com os fluidos metamórficos para a formação das fibrolitas.

Outro modo de formação da sillimanita (ao invés da cianita) é através das reações (28), (29), (30), (46) e (63), como observado por Chapman (1952) em New Hampshire, ou Guidotti (1974) no Maine, entre muitos outros exemplos.

A quase total ausência de estauroлита estável nas rochas deste conjunto, presente apenas em dese-

quilíbrio ou como reliquias inclusas em outros minerais, como muscovita por exemplo, e a abundância de granada e de biotita relativamente às rochas com estauroлита e sem cianita/sillimanita fornecem indícios de que as reações acima processaram-se após ultrapassada a isógrada da cianita, na zona da sillimanita.

Outro modo da cristalização da sillimanita através da inversão da andaluzita e da cianita, foi considerado como um processo geológico mais raro por Miyashiro (1973).

Entretanto, diversos autores, como Hietanen (1956), Hollister (1969), Gueirard & Pailler (1971) e Loomis (1972), têm notado esta inversão em litotipos de diversos cinturões metamórficos, apesar de registrarem também a persistência meta-estável da cianita na zona da sillimanita, assim como diversos outros autores destacados nas páginas antecedentes.

Nos litotipos estudados, esta persistência praticamente não ocorre, sendo muito mais comum a observação de pseudomorfos de cianita em agregados de fibrolita, indicando claramente ter sido ultrapassado o campo de estabilidade da cianita. Inversões semelhantes foram observadas por Ashworth (1975) na Escócia. Esta transformação intensa, muito possivelmente, está vinculada ao fato de que cianitas (e provavelmente andaluzitas) geradas em período intermediário do primeiro evento metamórfico iniciaram sua transformação para sillimanita ao final do mesmo, sob intensa transposição, e após este evento. As deformações intensas foram retomadas durante o segundo evento metamórfico/deformacional, o que deve ter facilitado os reequilíbrios metamórficos, como postulado por MacDonald (1957). O autor considerou que forte *stress* pode afetar a estabilidade dos polimorfos, o que aumenta a eficiência dos reequilíbrios.

A presença de fluidos permeando estas rochas pode ter tido grande importância na destruição das sillimanitas mais grossas, muito raramente poupadas. Mesmo quando existentes, estão intensamente corroídas e transformadas em agregados de fibrolitas com restos de sillimanita granular e de cianita. Sillimanita granular forma-se também a partir das fibrolitas, provavelmente devido a reaquecimentos locais mais intensos.

A muscovita muito comumente encontra-se instável, quando em associação com fibrolita e/ou cordierita. Quando em paragênese com fibrolita, a sua destruição pode ser relacionada a processos metassomáticos, como será discutido mais adiante, mas em alguns casos, como na amostra do P-2918 (G14), a quebra da muscovita, em associação com cordierita e sillimanita, parece ser devida à elevação do grau metamórfico, o que poderia indicar as condições máximas alcançadas pelo metamorfismo.

As texturas de muscovitas corroídas, passando para sillimanita fibrosa e possivelmente com ortoclásio em paragênese (inclusos e nos contatos), além de biotita e quartzo associados, não são incomuns em xistos de granulação mais grossa.

A identificação óptica segura do ortoclásio nas paragêneses deste conjunto de rochas não foi possível, devido à granulação muito fina e à distinção difícil da cordierita associada. Entretanto, a presença de feldspato potássico foi verificada nas rochas analisadas através de difratometria de raios X (TABELA 14) e como mineral residual. Estes feldspatos poderiam ser, hipoteticamente, também detriticos, recristalizados ou metassomáticos, mas a falta de texturas correspondentes sugere que eles mais provavelmente foram gerados durante o metamorfismo, onde localmente as condições foram mais enérgicas, alcançando a segunda isógrada da sillimanita, segundo:

Esta reação, descrita por Ch'ih (1950), Thompson Jr. (1955) e Francis (1956), ocorre na subfácies sillimanita-almandina, ou seja, na parte superior da fácies anfibolito, e segundo as descrições originais, pode tam-

bém ter produzido um pouco de plagioclásio. Este mineral, entretanto, não foi identificado petrograficamente nas paragéneses das rochas estudadas.

A difratometria de raios X de cristais separados de sillimanita fibrolitizada e com pseudomorfos de cianita indicou haver misturas com mullita (TABELA 14) segundo os parâmetros definidos por Aramaki (1961, em: Tröger, 1979).

A mullita é estável apenas em temperaturas superiores a 1000°C e a baixas pressões (Cameron, 1976a), mas, dentro do campo de estabilidade da sillimanita, são admitidas soluções sólidas originadas pela queda da pressão (Schreyer, 1970, 1976, em: Deer, Howie & Zussman, 1982), como esquematizado na FIGURA 94. Cameron (1976a) observou que a solução sólida somente ocorre em cristais ricos em Fe_2O_3 ($\approx 2\%$) e pobres em TiO_2 . Uma revisão deste problema foi efetuada por Kerrick (1990), onde descreveu as hipóteses teóricas para cristalização da mullita. Cameron (1976b) sugeriu também que a mullita pode cristalizar-se por ação hidrotermal a altas temperaturas (600 - 700°C) e a pressões bastante baixas ($\approx 0,5 - 1$ kb).

Os dados obtidos são muito preliminares e imprecisos, havendo necessidade de uma melhor caracterização petrográfica, mas, caso seja confirmada a presença de mullita, não seria possível explicá-la através de metamorfismo de contato, dado que as rochas ígneas envolvidas não poderiam propiciar as temperaturas necessárias para cristalizá-la, nem tampouco as condições metamórficas regionais.

Quanto à hipótese da cristalização ser devida à ação de fluidos hidrotermais gerados pelas rochas granitóides, pode ter havido alguma contribuição, mas os corpos granitóides da área foram introduzidos em níveis crustais profundos, sob condições de pressão elevadas demais para permitir a cristalização de mullita.

Por outro lado, os eventos metamórficos, especialmente o associado com a S_1 , deram-se sob condições crescentes de pressão e temperatura, ultrapassando o campo de estabilidade da cianita, transformando esta para sillimanita, à qual seguiu-se a cristalização da cordierita, provavelmente devido à redução de pressão, o que poderia explicar o aparecimento de mullita por desmisturação, como esquematizado na FIGURA 94.

FIGURA 94 - Esquema das exsoluções de mullita na sillimanita com a queda da pressão, segundo Schreyer (1976, em: Deer, Howie & Zussman, 1982).

A fibrolitização intensa da sillimanita e de outros minerais, sob ação de fluidos hidrotermais durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 pode ter contribuído para a desmistura da sillimanita-mullita.

Associações semelhantes às aqui descritas foram verificadas por Hollister (1969) nas encaixantes do batólito da Coast Range, na Colúmbia Britânica, onde o metamorfismo de contato deu-se a pressões entre 5,5 a 7,1 kb. Com o aumento da temperatura, cristalizou-se inicialmente a andaluzita, seguida por cianita ou fibrolita e posteriormente por sillimanita, formada às expensas de ambos polimorfos preexistentes. O autor observou também que as fibrolitas, cristalizadas nas partes finais do evento, são desordenadas, tem outros componentes químicos em sua composição, ou tem misturas de mullita, tal como aqui sugerido pela análise dos difratogramas de raios X dos grãos isolados de sillimanita fibrolitizada.

Nos litotipos deste conjunto, a existência de sillimanita originada da inversão da cianita deveria ser bastante útil para indicar as condições máximas alcançadas pelo metamorfismo, mas a grande incerteza quanto à locação do ponto triplo cria algumas restrições, como pode ser visto na FIGURA 90. Se consideradas as melhores curvas, na opinião de Deer, Howie & Zussman (1982), ou seja, as de Althaus (1969a, 1969b, 1969c) e Richardson, Gilbert & Bell (1969), as rochas da área teriam sido metamorfasadas a pressões acima de 5,5 kb e a temperaturas superiores a, respectivamente, 590°C ou 625°C.

A área limite de incerteza na locação do ponto triplo dos últimos autores é bastante esclarecedora da dificuldade em se utilizar estes valores.

As alterações retrometamórficas observadas foram a sericitização e, possivelmente, pirofilitização da andaluzita e da cianita, semelhantes às descritas por Kwak (1971) e Chinner (1973). Observa-se a preservação relativa da sillimanita nestas alterações, fato este também discutida por estes autores.

Os demais minerais sofreram alterações e recristalizações idênticas às já descritas para os outros conjuntos.

Evoluções metamórficas de metapelitos muito semelhantes às aqui descritas foram ainda observadas por Vejnar (1966) no Complexo Cristalino da Bohemia e por Chakraborty & Zen (1967) na região de Kandra, Singhbhum e Bihah (Índia). Neste último trabalho os autores descrevem, na série denominada Iron Ores, filitos, xistos porfiroblásticos, hornblenda xistos, anfíbolitos e poucos quartzitos, polideformados afetados por metamorfismo progressivo que alcançou a zona da sillimanita durante o desenvolvimento da S_2 , com as paragêneses retrometamorfisadas durante o desenvolvimento da S_3 , quando se cristalizaram biotita e clorita nas bordas das granadas. A geologia e a evolução estrutural-metamórfica são muito semelhantes às da Serra do Itaberaba e nota-se, ainda, intercalações não seqüenciadas de diferentes zonas metamórficas, o que também parece ter correspondência aqui.

f) Assembléias com quartzo + biotita + muscovita + sillimanita (incluindo fibrolita) $\pm$ cordierita $\pm$ granada $\pm$ turmalina $\pm$ minerais opacos $\pm$ cianita $\pm$ andaluzita $\pm$ estaurolita $\pm$ zircão $\pm$ apatita $\pm$ feldspato potássico $\pm$ rutilo $\pm$ plagioclásio

De modo geral, as rochas que constituem este conjunto têm granulação mais grossa que as do anterior e estão mais intensamente deformadas, com a foliação S_2 constituindo superfícies de aspecto amarrotado, mal definidas, comumente afetadas por fortes transposições associadas às crenulações.

As paragêneses minerais, excluídos os minerais instáveis, estão representadas na FIGURA 93(f), com as transformações retrometamórficas na FIGURA 93(k).

Caracteristicamente a biotita, que ocorre em teores amplamente variados nas rochas, tende a possuir, ao microscópio, cores mais escuras que as do conjunto anterior, sendo geralmente marrom esverdeadas.

O polimorfo estável de Al_2SiO_5 é a sillimanita (ou a fibrolita). A presença de cianita e de andaluzita é muito rara. Quando ocorrem, estão corroídas e parcialmente transformadas para sillimanita granular e fibrolita.

Via de regra, a estaurolita encontra-se instável, estando preservada apenas como relíquias incluídas em outros minerais, exceto na região ao redor do local (E23), onde seu crescimento foi tardio, relacionado ao final e após o desenvolvimento da S_3 , provavelmente devido à ação térmica dos Granitóides Serra da Pedra Branca, restrita a rochas com adequadas composições químicas e ambientes propícios de P_{O_2} .

Alguns dos porfiroblastos de estaurolita têm partes internas que aparentam estar em associação paragenética com granada e cordierita, o que indicaria, segundo Winkler (1977), que a cristalização deu-se a pressões relativamente elevadas e que as rochas teriam baixa razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$.

A estaurolita em geral persiste até a parte baixa da zona da sillimanita e seu campo de estabilidade foi estudado por Hoschek (1967, 1969), Ganguly (1968, 1969), Ganguly & Newton (1968) e Richardson (1968a, 1968b).

O limite superior da estabilidade da estaurolita, em presença de quartzo + muscovita + biotita, localiza-se à temperatura de $575 \pm 15^\circ\text{C}$ a $\text{P}_T = \text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$ e à $675 \pm 15^\circ\text{C}$ a $\text{P}_T = \text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 5,5 \text{ kb}$ (Hoschek, 1969).

Considerando-se que a pressão a que as rochas foram submetidas foi superior a 5,5 kb, evidenciado pela cristalização da cianita, as temperaturas necessárias para instabilização da estaurolita teriam que ser muito elevadas, o que é incompatível com as paragêneses observadas nos metapelitos. Isto conduz à interpretação de que teria que ter havido uma queda relativa da pressão após a inversão da cianita para sillimanita, conforme representado na FIGURA 89.

As reações analisadas por Hoschek (1969) foram:

Baskhar Rao & Johannes (1979) estudaram também as reações (30) e a (49):

A análise destes resultados, comparativamente com outros trabalhos, foi efetuada no subitem d.

Ganguly (1972) analisou uma série de reações de quebra da estaurolita e elaborou um modelo semi-quantitativo através da combinação das reações (29), (30) e (49) com as seguintes:

O autor supracitado avaliou que a estaurolita é muito estável na ausência de quartzo, e completamente instável no campo de estabilidade da hematita. A presença de magnetita e de micas restringe ainda mais seu campo de estabilidade e, a pressões mais baixas (≈ 4 kb), a reação (48) passaria para:

As estaurolitas mais magnesianas são estáveis somente a pressões e temperaturas bastante elevadas, segundo deduções de Schreyer (1968) e Schreyer & Seifert (1969) e, portanto, não têm interesse nestes estudos. Entretanto, o aumento da substituição do ferro pelo magnésio pode aumentar o campo de estabilidade da estaurolita, o que pode ter sido responsável pela sua manutenção em alguns destes litotipos.

Guidotti (1970) propôs que a quebra da estaurolita poderia dar-se, com $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_T$, às temperaturas de 575°C e de 630°C, respectivamente para pressões de 3 kb e 5 kb, segundo:

Sük (1983) propôs também a seguinte reação:

A pequena quantidade de feldspato potássico, presente somente em alguns litotipos, sugere que a reação (69) não deve ter sido importante, mas a biotita, em muitos casos, parece participar da reação, restando minerais opacos.

Relativamente às rochas dos conjuntos anteriores, há nestas um incremento relativo nos teores de sillimanita, granada, biotita e de minerais opacos finos, associados à sillimanita, e há também cordierita (sugerindo serem produtos da quebra da estaurolita), bem como uma freqüente redução da quantidade de muscovita (sugestiva do seu consumo durante a destruição da estaurolita). Nota-se, em algumas amostras, a estaurolita instável junto à cianita e à sillimanita, ambas em íntima associação com granada. As texturas observadas, a mineralogia e a cronologia da cristalização dos minerais são indicativas de que a quebra da estaurolita pode ter-se dado, em muitos dos casos observados, através das reações (29), (30), (46), (49), (51), (65) e (66).

Este conjunto de transformações ocorreu tanto durante o desenvolvimento da S_1 como da S_2 e, considerando-se as condições mínimas para a estabilidade superior da estaurolita definidas por Baskhar Rao & Johannes (1979) como máximas para o metamorfismo das rochas deste conjunto, estas devem ter sido submetidas a condições ao redor de 620°C, com P_T entre 5 e 6 kb.

Evoluções metamórficas semelhantes a estas foram descritas por Chinner (1965, 1980) em metapelitos de Glen Clova (Escócia). Nesta região, a transformação da estaurolita deu-se em duas fases. Em temperaturas mais baixas, houve recristalização da estaurolita segundo:

Com o aumento do grau metamórfico, houve a quebra da estaurolita através de:

Nos metapelitos do Dalradian em Connemara, Yardley (1977) observou algo semelhante, com a estaurolita tendo sido recristalizada para sillimanita. Considerou também a destruição da estaurolita como ocorrida em duas fases, iniciada pela reação (29), e, após todo consumo da muscovita, tal como pode ter ocorrido em alguns dos metapelitos da Serra do Itaberaba, continuou-se através da reação (30). O autor avaliou ainda ter havido um forte controle do teor de cálcio na rocha favorecendo a cristalização da granada.

Em assembléias de alta temperatura de Kodar Range (Sibéria), Korekovskiy & Teleshova (1970, em: Deer, Howie & Zussman, 1982) descreveram estaurolitas englobadas por cianitas, posteriormente transformadas para granada e sillimanita no limite superior da zona da estaurolita, em texturas muito semelhantes às aqui observadas.

Outras associações deste tipo foram descritas por Green (1963) no norte de New Hampshire (Irlanda) e por Guitard (1965, 1969) nos Maciços do Canigou e da Roc de France, nos Pirineus Orientais.

Assembléias minerais com granada e cianita, com sillimanita e fibrolita e, mais raramente, com cianita e andaluzita ou com os três polimorfos, semelhantes às aqui apresentadas, foram descritas por Wenk (1968) e Wenk, Schwander & Stern (1974) nos Alpes, em metapelitos metamorfisados na zona da cianita. Na zona da sillimanita, em Whetstone Lake (Canadá), Carmichael (1970) determinou que a quebra da estaurolita (descrita por Thompson Jr. & Norton, 1968) deu-se pela reação:

A associação da granada + sillimanita + estaurolita instável é sugestiva de que tal transformação possa ter ocorrido também em litotipos da Serra do Itaberaba. Entretanto, os xistos gnaissóides que ocorrem como enclaves nos granitóides Serra da Pedra Branca e nas suas bordas são ricos em sillimanita, granada e cordierita e têm abundantes segregações quartzo-feldspáticas e grãos isolados de feldspato potássico, sugerindo que, nestas, a reação (69), juntamente com alguma outra que produza sillimanita, possa ter ocorrido.

Essas assembléias são consideradas típicas de metamorfismo do tipo Barrowiano (Turner, 1981; Deer, Howie & Zussman, 1982) ou de pressão intermediária (Miyashiro, 1961), mas uma associação muito frequente com cordierita poderia sugerir semelhanças com os tipos Buchan ou de baixa pressão, onde assembléias com estaurolita instável + cordierita + sillimanita ou andaluzita são típicas. Entretanto, a presença frequente de cianita (indicada pelos pseudomorfos), não possibilita correlações com estes tipos metamórficos.

Neste conjunto resta ainda analisar a gênese da cordierita. Em alguns casos, este mineral formou-se tipicamente a partir da estaurolita, como descrito por Ganguly (1972):

Também foram identificadas estaurolitas instáveis no núcleo de cordieritas, com pouca sillimanita fibrosa nos contatos dos dois minerais, ricas em inclusões de rutilo e de finíssimos minerais opacos e zircões. Nas bordas, a cordierita tem abundantes inclusões de biotita e, em menor quantidade, quartzo e pouca sillimanita. A reação, não verificada na literatura consultada, parece envolver a biotita e, embora não disponhamos de dados químicos, parece ocorrer da seguinte forma (reação não balanceada):

A biotita 2, castanho-escura, típica de associações de mais alto grau metamórfico, deve incorporar o excesso de (Fe, Mg) e alumínio da estauroлита. Reações semelhantes, envolvendo plagioclásio, foram observadas nos anfibólitos hidrotermalizados (subitem 2.3 deste capítulo).

Uma vez que a quebra da estauroлита se deu sob condições que, se não foram no clímax do metamorfismo, foram muito próximas a ele, pode-se supor que a região estava já iniciando sua ascensão orogênica, o que fez com que, em rochas semelhantes de diferentes locais, fossem desenvolvidas e preservadas assembléias diversas durante a trajetória de retorno da curva de $P \times T \times t$, ou seja, em alguns locais, as paragêneses de mais baixa pressão sobrepõem-se às de mais alta pressão e podem estar acompanhadas de variações termais positivas ou negativas, como indicado pela assembléia c da FIGURA 70. A intrusão dos granitóides durante a redução da pressão é comum nestes cinturões metamórficos, podendo ter havido, portanto, a sobreposição de um evento termal ao regional, inclusive podendo ter ocorrido um soerguimento de partes do cinturão orogenético, em função da intrusão dos batólitos. O acréscimo térmico propiciado pelas intrusões pode ter feito com que os litotipos, mesmo com a elevação dos terrenos, tenham mantido a temperatura, propiciado quedas lentas ou, até mesmo, ter aumentado a temperatura com a queda da pressão, o que poderia ter provocado o surgimento de algumas das assembléias minerais anteriormente descritas. A cordierita, em geral, cristalizou-se nos períodos finais e pós-deformacionais, sugerindo que tal evolução possa ter ocorrido semelhantemente ao observado na Ilha de Man por Simpson (1965), onde a cordierita, no caso, foi originada pelo incremento térmico provocado pelas intrusões graníticas. Entretanto, houve também cristalização relacionada ao final do desenvolvimento da S_1 , sem que hajam granitóides associados a ela, indicando dois eventos metamórficos com redução da pressão ao final do desenvolvimento das foliações metamórficas mais intensas a eles associadas.

Áreas afetadas apenas por metamorfismo de contato podem também apresentar estas paragêneses, como por exemplo, ao redor do Granito Donegal, Irlanda (Green, 1963; Pitcher & Read, 1963; Naggar & Atherton, 1970) ou nos hornfels pelíticos do Complexo de Bushveld (Saggerson, 1974). O fraco desenvolvimento de auréolas de contato ao redor dos granitóides e a existência da cordierita associada à S_1 e à S_2 indica que metamorfismo de contato não deve ter sido um processo importante na formação destas rochas.

O desaparecimento completo da estauroлита deve ter sido bastante comum, a julgar pela sua frequência em amostras com cordierita e sillimanita, comparada à sua distribuição regional. Este desaparecimento foi estudado por Guidotti (1968, 1970, 1974, 1978) em rochas do Maine (Estados Unidos), tendo concluído que nas regiões de Oquossoc e Rangeley a reação que define o desaparecimento da estauroлита foi a (68), tendo ocorrido a $T = 575 - 630^\circ\text{C}$, com P entre 3 e 5 kb e $P_f = P_T < P_{H_2O}$, ou seja, na parte inferior da zona de sillimanita, condições estas compatíveis com as aqui deduzidas. Nestas regiões, a sillimanita ocorre principalmente como fibrolita na muscovita e na biotita. Guidotti (1974) ressaltou ainda que nestas rochas a ausência da clorita, tal qual aqui observado, é típica.

Um fator complicador na análise destas paragêneses foi abordado por Fox (1975) ao estudar texturalmente transformações da estauroлита para granada, para Al_2SiO_5 , para biotita $\pm$ sillimanita $\pm$ plagioclásio e para muscovita. Destas transformações foram observadas nos metapelitos aqui estudados as seguintes:

- estauroлита $\rightarrow$ granada
- estauroлита $\rightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5$
- estauroлита $\rightarrow$ muscovita

Isto implicaria, segundo o autor acima, em grandes perdas ou ganhos de massa, indicando tratar-se de metamorfismo em sistema aberto, que geraria equilíbrios locais ou em mosaico. A sericitização da estauroлита estaria geralmente relacionada aos eventos retrometamórficos. Fox (1975) reconheceu ainda diferentes regimes termais/tectônicos para as rochas ultra-helvéticas de Lukmanier Pass (Suíça), sendo o primeiro de mais alta pressão, o terceiro Barrowiano, o segundo intermediário entre os dois e o quarto de baixa pressão (andaluzita-sillimanita), todos ocorridos entre 65 e 30 Ma. Em especial, o terceiro evento tem características petrogenéticas e de $P \times T$ muito semelhantes às da Serra do Itaberaba. Fox (1971) já havia verificado também que em Agnew Lake (Ontário, Canadá) a clorita pode ser produto de reações metamórficas em grau médio e que, dependendo da composição da rocha e da f_{O_2} , estauroлита somente aparece em grau mais elevado que o normalmente admitido, implicando no surgimento de várias isógradas da estauroлита.

Afora os dados petrológicos/petrogenéticos que estão disponíveis na literatura, uma grande quantidade de estudos experimentais em sistemas químicos diversos fornecem resultados muitos diferentes em termos de P e T para formação da cordierita pela quebra da estauroлита. Entretanto, o desconhecimento da composição química das fases minerais aqui estudadas não permitiria uma delimitação mais precisa do seu campo de formação, razão pela qual foram apresentadas apenas as conclusões derivadas das texturas metamórficas e comparadas com os estudos detalhados anteriormente discutidos.

Todavia, nem toda a cordierita da área pode ser relacionada à quebra da estauroлита. Algumas rochas possuem andaluzita envolvida por cordierita e outras apresentam andaluzita instável passando para fibrolita, tendo associada cordieritas com inclusões de clorita, sugerindo que, pelo menos em parte, formaram-se sob condições de pressão e temperatura relativamente baixas.

Nesta situação, poderiam ter-se formado segundo:

Esta reação foi estudada por Hirschberg & Winkler (1968). O equilíbrio foi observado à $T = 505 \pm 10^\circ\text{C}$ e $T = 555 \pm 10^\circ\text{C}$, respectivamente para $P_T = P_{H_2O} = 0,5 \text{ kb}$ e $P_T = P_{H_2O} = 4 \text{ kb}$, com razão $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ variando entre 0,25 e 0,60. Aplicações petrogenéticas destas deduções foram efetuadas por Hudson (1980), Grambling (1981) e Labotka (1981).

Esta reação poderia ter sido a responsável pela formação de parte das cordieritas durante o grau médio, ou a fácies anfífolito, sob condições de pressão relativamente baixas.

Richardson (1968a, 1968b) determinou que:

A reação (75) foi também analisada por Hirschberg & Winkler (1968) e por Hensen & Green (1971, 1972, 1973). Estes últimos autores analisaram a estabilidade da cordierita em altas pressões e temperaturas e concluíram que há um forte controle químico na sua estabilidade. A granada normalmente cristaliza-se em pressões mais elevadas a partir da cordierita, mas com razões apropriadas de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ e $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, f_{O_2} e com a participação de 4 a 8 moles % de plagioclásio, sua cristalização se dá em pressões mínimas e há a manutenção da granada almandina-piropo.

Parte das cordieritas pode ter sido gerada através da reação (75), como atestado pela presença fre-

quente de inclusões instáveis de cianita e de granada nestes minerais, que devem, então, ter as condições químicas adequadas, acima discutidas.

Ganguly (1972) havia observado que a estabilidade da almandina aumenta sob baixa f_{O_2} e com aumento da pressão, em presença de H_2O , o que pode indicar, de maneira análoga, mas diferenciada, ao que ocorre com estaurolita e cianita, que o surgimento da cordierita se deu preferencialmente em locais com condições apropriadas de P_{O_2} e da composição química e não somente pela redução da P_T .

A estabilidade relativa da cordierita em altas P_{O_2} foi caracterizada também por Froese (1973), ao estudar as reações de oxidação envolvendo almandina, ferro-cordierita, sillimanita e magnetita. Tal dedução foi também confirmada por Helgeson *et al.* (1978).

Rollinson (1982) observou associações muito semelhantes às aqui encontradas de sillimanita + granada + cordierita em rochas do *Greenstone Belt* de Nimini Hills (Sierra Leone), com fibrolita ao redor, para as quais constatou que o membro rico em ferro da cordierita, formado a partir da almandina, cristalizou-se a aproximadamente 5,5 kb e temperaturas ao redor de $595 \pm 50^\circ C$, condições estas também extrapoláveis para os litotipos da Formação Morro da Pedra Preta.

Em Mount Raleigh, Woodsworth (1979) observou cordierita acima da isógrada da sillimanita, onde também ocorre estaurolita, determinando condições máximas de formação de $P = 6,5 \pm 1$ kb e $T = 700^\circ C$. A faixa de evolução do metamorfismo, quanto ao P e T , é muito semelhante à aqui definida quando do desenvolvimento da S_1 , representada pela letra (c) na FIGURA 89, muito embora sejam as temperaturas mais elevadas que as deduzidas pelas paragêneses dos litotipos da Serra do Itaberaba.

O mesmo pressuposto evolutivo pode ser aplicado para as rochas onde parece ter sido eliminada a muscovita para cristalização de cordierita, de modo análogo à evolução metamórfica descrita por Seidel *et al.* (1981) nos ofiolitos jurássicos de Creta, onde a linha que define a reação seguinte, representada em um diagrama $P \times T$, poderia ter sido atingida, mas não cruzada, dada a preservação da sillimanita:

A preservação da granada + cordierita no Khtada Lake Metamorphic Complex (Colúmbia Britânica), segundo Hollister (1977), foi devida a um rápido soerguimento, pois, caso contrário, a granada deveria decompor-se.

No nosso caso, a granada está instável na maioria das amostras estudadas, o que parece indicar uma ascensão mais lenta das rochas. Entretanto, às vezes, a granada encontra-se com aspecto estável, o que pode ser devido, segundo Albee (1968), à sua persistência meta-estável, em função de ser um mineral relativamente inerte.

A coexistência de granada almandínica e cordierita é, entretanto, possível dentro de um restrito intervalo de pressão intermediária, dentro da zona da cordierita-almandina na parte de temperaturas mais elevadas do grau médio ou da fácies anfífolito (Edwards & Hay, 1963, em: Winkler, 1977). Estas paragêneses estão limitadas a um pequeno campo de estabilidade, em temperaturas um pouco mais elevadas que o ponto triplo dos polimorfos Al_2SiO_5 , e antes do ponto mínimo de fusão granítica (que, todavia, pode ser mais elevado, caso tratem-se de rochas insaturadas em água) e incluem, geralmente, ainda, biotita + muscovita $\pm$ plagioclásio (Osberg, 1968, em: Winkler, 1977), sendo comuns em rochas gnáissicas ou xistos gnáissicos parcialmente migmatizados. As rochas que têm estas paragêneses nas assembléias da Serra do Itaberaba são xistos grossos, às vezes feldspáticos, e não gnaisses, o que sugere P_{H_2O} talvez menor que a normal, evitando, assim, recristalizações mais intensas e fusões parciais ou composições químicas inadequadas para possibilitar a fusão mínima.

Currie (1971, 1974) verificou que assembléias de rochas gnáissicas com cordierita-granada, cordierita-biotita, cordierita-sillimanita, cordierita-granada-biotita-sillimanita, cordierita-granada-sillimanita e, excepcionalmente, com cordierita-sillimanita-andaluzita formaram-se na região de Opinicon Lake (Canadá) a temperaturas entre 600 - 700°C e pressões entre 5,7-6,7 kb. A análise dos diagramas de Currie (1971) indica que granada + cordierita + sillimanita podem ser estáveis em temperaturas menores de 600°C, em pressão total variando entre 5 e 6 kb, para diferentes razões de Mg/Fe, o que poderia propiciar, inclusive, o surgimento de assembléias com cianita e andaluzita. Com a ressalva da ausência de rochas gnáissicas, estas parecem ser as condições alcançadas nestas rochas, especialmente nos xistos gnaissóides com feldspato-granada-sillimanita-cordierita encontrados como enclaves nos granitóides Serra da Pedra Branca e nas suas bordas.

A estabilidade da almandina nestas condições, em geral, é também atribuída aos seus teores relativamente baixos em MnO e CaO (Miyashiro, 1958; Shido, 1958; Shido & Miyashiro, 1959) que, segundo Winkler (1977), somente pode formar-se em rochas de composições químicas adequadas, com Mg/Fe elevada e teor de MnO baixo, o que poderia justificar a existência de assembléias com cordierita+biotita+muscovita+quartzo, associada às que têm cordierita-granada.

Hutcheon, Froese & Gordon (1974) encontraram para rochas de Daly Bay Complex (NWT), com quartzo-sillimanita-granada-cordierita, condições de formação de $T = 610 - 760^{\circ}\text{C}$ e $P = 5,3 - 6,6$ kb, sendo as condições mínimas provavelmente mais compatíveis com aquelas do pico do metamorfismo dos metapelitos da Serra do Itaberaba. A presença de cianita pré-sillimanita indicaria, para o caso aqui estudado, que as cordieritas devem ser medianamente magnesianas, senão não estariam estáveis em pressões tão elevadas.

Outro modo de explicar estas paragêneses foi apresentado por Osberg (1971) ao estudar os pelitos do Maine Central, afetados por metamorfismo do tipo Buchan. O autor verificou distintas assembléias em diferentes lâminas, cada uma delas refletindo específicas condições de $P \times T$, que considerou serem devidos a controles químicos, configurando equilíbrios em mosaico (Korzhinskii, 1953, em: Sük, 1983).

A preservação de algumas assembléias seria também possível, segundo Currie (1971), porque, em um estreito espaço de P e T , os minerais, em função das suas composições químicas e do fluido metamórfico, podem permanecer estáveis dentro do campo de outros, através de "sliding reactions", o que possibilitaria o surgimento de assembléias como cordierita + almandina + sillimanita + quartzo $\pm$ biotita $\pm$ feldspato potássico.

Outras reações para formação da cordierita, propostas por Sük (1983), são:

A presença rara de feldspato potássico nos metapelitos parece indicar que estas reações não tiveram maior importância nos metapelitos discutidos da Serra do Itaberaba.

Quanto às alterações retrometamórficas, além daquelas já descritas, nota-se forte cloritização e pinitização das cordieritas, além da sua transformação para fibrolita, tal como foi observado por Lal (1969a, 1969b) em rochas do Fish Tail Lake (Canadá). Nestas, a cordierita, em um primeiro estágio de alteração, formou pinitas (clorita + sericita) consumindo todo o potássio disponível no meio. Posteriormente, em temperaturas mais baixas, houve a quebra da cordierita formando Al_2SiO_5 e clorita, de modo análogo ao verificado nos litotipos da Serra do Itaberaba.

2.1.3 Metassomatismo de K^+ , H^+ , Al^{3+}

A cristalização de porfiroblastos de muscovita e eventualmente de biotita no final dos eventos metamórficos é bastante comum nos mais diversos cinturões metamórficos do mundo.

Nas supracrustais dos arredores da cidade de São Paulo têm sido reconhecidas cristalizações tardias de muscovita em metapelitos do Grupo São Roque (Carneiro *et al.*, 1982b; Bistrichi, 1982; Santoro *et al.*, 1982; Carneiro, 1983) e no Complexo Embu por Vicira (1989).

Estas cristalizações, que ocorrem em regimes estáticos ou não, têm sido atribuídas a processos metassomáticos originados pela percolação de fluidos por infiltração ou por difusão iônica nos litotipos.

Os mesmos processos têm sido considerados por vários dos autores citados a seguir, para explicação de fibrolitas tardias, geralmente associadas às micas.

Em praticamente todos os conjuntos de metapelitos descritos anteriormente foram observados porfiroblastos de muscovita, mais raramente de biotita, além de fibrolitas associadas, que devem ter sido geradas com a participação destes processos.

Carmichael (1969) propôs uma seqüência de dissoluções e precipitações que culminam por gerar cianita e sillimanita, mas que nos seus estágios iniciais e intermediários podem produzir muscovita e alterar, retro-metamorficamente, os aluminossilicatos, especialmente a cianita e andaluzita, segundo:

Esta seqüência de reações pode justificar não somente a cristalização dos porfiroblastos de muscovita, como também a formação de sillimanita a partir da cianita em temperaturas e pressões elevadas.

A destruição do feldspato potássico e de, eventualmente, polimorfos de Al_2SiO_5 através da atividade metassomática-hidrotermal, com introdução de H^+ (que pode ter sido liberado pelas reações anteriores) e K^+ , pode ser o processo responsável pela gênese dos metapelitos quartzo-muscovíticos, como os descritos no subitem a, segundo as reações abaixo, propostas por Wintsch (1975):

As reações (84) e (85) são favorecidas em ambientes de temperatura elevada, baixa pressão e baixa atividade de H_2O , e a (86) em ambientes de alta pressão e alta temperatura, com alta atividade de H_2O .

A cristalização de sillimanita e quartzo em nódulos em gnaisses do Maciço Bohemiano foi considerada por Eugster (1970, em: Kerrick, 1990) como gerados por processos semelhantes, segundo:

As transformações minerais causadas por soluções metassomáticas com K^+ e H^+ , geralmente originadas de corpos graníticos, foram descritas por Green (1963), Pitcher & Read (1963), Chinner (1973) e Vrána (1973).

O alumínio geralmente é considerado imóvel pela maioria dos autores, como Carmichael (1969). Entretanto, com base em texturas petrográficas, foi reconhecido, em certas condições, como móvel por Vrána (1973), Yardley (1977), Foster (1977), Kuyunko, Malinin & Khodakovskiy (1983) e Kerrick (1990), inclusive com este último autor tendo efetuado ampla revisão sobre o assunto.

A fibrolitização de muscovita e de biotita, muito freqüente nos litotipos estudados, também pode ocorrer devido a estes processos metassomáticos, como reconhecido por Pitcher & Read (1963), em fluidos muitas vezes ricos em urânio e boro (Ahmad & Wilson, 1982) e sob condições de elevada pressão e temperatura (Wintsch, 1975; Vernon, 1979; Kwak, 1971). Estes processos implicam em razoável influxo de alumínio nas rochas, podendo causar sérios problemas em interpretações petrogenéticas baseadas em análises químicas.

As texturas observadas, a presença comum de porfiroblastos de muscovita e biotita e a fibrolitização dos polimorfos de Al_2SiO_5 e de outros minerais indicam que, durante os eventos metamórficos e retrometamórficos, houve intensa mobilização de alumínio, potássio e hidrogênio, implicando em alterações químicas das rochas, com reequilíbrios locais (em mosaico), uma vez que a percolação se dá preferencialmente em zonas mais foliadas ou fraturadas, como atestado pela presença de porfiroblastos dos minerais considerados apenas em porções da rocha ou ao longo de determinadas foliações metamórficas.

Os fluidos responsáveis por estas transformações podem ter sido gerados pela própria atividade metamórfica, assim como pelas intrusões granitóides.

2.1.4 Considerações sobre a estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5

A forma geral de Y invertido dos diagramas das fases andaluzia, cianita, sillimanita foi originalmente proposta por Miyashiro (1949). Os primeiros estudos a respeito devem-se a Thompson Jr. (1955) que confirmou, através de cálculos termodinâmicos, a sugestão feita por Miyashiro.

Com base nas compilações de Althaus (1969a, 1969b, 1969c) e Zen (1969) foi elaborada a FIGURA 90, visando ilustrar o problema. A referência de Khitarov *et al.* (1963), apesar de ter sido consultada apenas a tradução, está listada nas referências bibliográficas, assim como a de Pitcher (1965), que não foi encontrada.

Revisões sobre este assunto podem ser encontradas em Ribbe (1982) e Kerrick (1990).

Três reações de desidratação da pirofilita foram também lançadas, as de Hemley (1967) e Kerrick (1968) por serem as que são mais comumente aceitas, e a de Spear & Cheney (1989), calculada termodinamicamente. Os métodos utilizados pelos autores são diversos, variando desde experimentos (cristalização e solubilização) até a computação dos dados termodinâmicos, sendo que Sük (1983) cita ainda dados de Rosenfeld (1969), calculados indiretamente através de propriedades piezotermométricas.

Deer, Howie & Zussman (1982), entre diversos outros autores, consideram as curvas de desequilíbrio de Richardson, Bell & Gilbert (1967, 1968a, 1968b), Richardson, Gilbert & Bell (1967, 1969), Althaus (1969a, 1969b, 1969c) e de Newton (1969) como as melhores determinações, mas a de Holdaway (1972), com os valores do ponto triplo bastante diferente das anteriores, é também muito utilizada em estudos petrogenéticos.

Alguns dados adicionais, não plotados na FIGURA 90, serão discutidos a seguir.

Salje & Werneke (1982) utilizaram a espectrometria de infravermelho e Raman para determinar os

limites do equilíbrio entre a sillimanita e a andaluzita. Excluindo as desordens Si-Al, grandes defeitos no retículo e deslocamentos na estrutura cristalina, que aumentariam os valores de P e T obtidos, os autores estimaram que o ponto triplo situa-se entre as temperaturas de 420 - 440°C e a pressões entre 3-3,2 kb, valores estes relativamente mais baixos que os obtidos em estudos experimentais. Os autores argumentaram ainda que muitas das experiências que não consideraram estes fatores teriam os valores superestimados.

Holland & Carpenter (1984, em: Winkler, Dove & Leslie, 1991), entretanto, concluíram que a sillimanita é ordenada em todas temperaturas geológicas, não devendo, portanto, estes fatores serem considerados.

Utilizando-se dos valores de entropia padrão de andaluzita calculados por Robie & Hemingway (1984) e as entropias calculadas por espectrometria Raman e infravermelho para uma sillimanita ideal, Salje (1986) definiu que o ponto triplo situar-se-ia a 442°C a 3,2 kb. O maior valor encontrado durante os experimentos foi de $522 \pm 15^\circ\text{C}$ a $4,2 \pm 0,2$ kb.

Winkler, Dove & Leslie (1991) calcularam a energia estática mínima e a dinâmica dos retículos dos polimorfos de Al_2SiO_5 e, através de cálculos baseados no volume molar segundo Robie & Hemingway (1984) e na energia estática dos retículos (SLEC), encontraram, respectivamente, valores para o ponto triplo a 527°C e 4,2 kb e 477°C e 4 kb. As dificuldades na determinação do ponto triplo foram atribuídas às pequenas diferenças nas energias livres de Gibbs individuais, a problemas cinéticos, a defeitos nos retículos e à fibrolitização dos materiais.

Os estudos experimentais mais recentes, utilizando-se minerais naturais, com qualidade de gema, de diversos lugares do mundo, foram efetuados por Bohlen, Montana & Kerrick (1991). Através de determinações precisas do equilíbrio cianita = sillimanita e cianita = andaluzita feitas nos laboratórios da UCLA (University of California at Los Angeles) e do USGS (United States Geological Survey) determinaram o ponto triplo à temperatura de $530 \pm 20^\circ\text{C}$ e à pressão de $4,2 \pm 0,3$ kb, semelhante aos valores de Newton (1966b).

As diferenças observadas nas diversas determinações devem-se essencialmente:

- 1) à influência da $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ (Althaus, 1967) e P_{O_2} (Chinner, Smith & Knowles, 1969) que, embora não tomem parte diretamente na reação (exceto na quebra da pirofilita para formar andaluzita ou cianita), influenciam a estabilidade dos polimorfos;
- 2) à inexistência de dados sobre a cinética de nucleação dos polimorfos (Pitcher, 1965, em: Sük, 1983; Kerrick, 1990). Desta forma, por ser a nucleação extremamente lenta, nos experimentos são utilizados os próprios minerais para estudar as reações;
- 3) a desequilíbrios na distribuição de Si-Al, produzindo cavidades no retículo cristalino com diferentes graus de desordem, que alteram tanto os resultados dos experimentos como os cálculos termodinâmicos decorrentes (Holdaway, 1971; Greenwood, 1972; Saxena, 1974);
- 4) à pequena diferença de energia livre existente entre os polimorfos e formas reativas (importantes para a fibrolita), que podem fazer com que a cianita ultrapasse em 55°C seu campo de estabilidade e a andaluzita, em até cerca de 200°C. A pequena diferença de energia livre facilita a cristalização da fibrolita a partir da muscovita (Holdaway, 1971). Cristalização da fibrolita no campo de estabilidade da andaluzita foi observada por diversos autores, como Fleming (1972), por exemplo;
- 5) a constituintes menores, como Fe e Mn, que alteram a entropia do sistema (Fyfe, 1967; Albee & Chodos, 1969; Chinner, Smith & Knowles, 1969). Em rochas foram observadas razões limitantes de $\text{MgO}/(\text{FeO} +$

MgO) > 0,5 (ou 0,54) para cristalização dos polimorfos (Naggar & Atherton, 1970; Atherton & Brotherton, 1972), e dos teores de Al_2O_3 e CaO (Winchester, 1974). Vernon (1976) considerou ser possível que, pelo menos em parte, o campo de estabilidade dos polimorfos seja divariante, pela substituição do Al^{3+} pelo Fe^{3+} ;

- 6) à entropia pequena do sistema, que favorece os equilíbrios meta-estáveis comumente observados, devido à lentidão das reações (Bell, 1963, Newton, 1966a), podendo o polimorfo ultrapassar em mais de 50°C seu campo de estabilidade (Fyfe, 1967; Brown & Fyfe, 1971; Holdaway, 1971; Sük, 1983);
- 7) à influência da moagem e da tensão sobre os reagentes, que reduz a estabilidade da cianita (Newton, 1969; Holdaway, 1971);
- 8) à ocorrência freqüente de fibrolita associada às sillimanitas naturais utilizadas nos experimentos (Holdaway, 1971);
- 9) aos diferentes materiais de partida utilizados, por exemplo, cianitas, caulinita, pirofilita, etc. de procedências diversas, com impurezas e característicos diferentes (por exemplo, Bell, 1963, e Althaus, 1967);
- 10) a imprecisões nas medidas da pressão (Zen, 1969) e a dificuldades de identificação dos polimorfos (nos experimentos mais antigos);
- 11) à imprecisão das curvas de computação devido à falta de acurácia dos valores termodinâmicos utilizados (por exemplo: Thompson Jr., 1955; Holm & Kleppa, 1966; Brown & Fyfe, 1971; Helgeson *et al.*, 1978; Spear & Cheney, 1989);
- 12) à transformação de um polimorfo para outro que não é necessariamente simples, podendo envolver complexos ciclos de dissolução e reprecipitação (Carmichael, 1969);

A caracterização mais precisa das condições máximas de pressão e de temperatura alcançadas durante o metamorfismo, baseada na cristalização e nas inversões dos polimorfos de Al_2SiO_5 é, portanto, prejudicada pelas imprecisões arroladas anteriormente, bem expressada na área de incerteza delimitada por Holdaway (1971).

Apesar disto, os valores relativos das variações da pressão e da temperatura permanecem válidos, pois a forma dos campos de estabilidade dos polimorfos não é alterada.

Estes valores são também utilizados para calibração de geotermômetros e geobarômetros (Kerrick, 1990), o que transmite estas imprecisões para a análise de outras paragêneses minerais.

As temperaturas e pressões mais elevadas dadas pelas paragêneses minerais dos metapelitos da Formação Morro da Pedra Preta estão ao redor de 590 - 620°C e as pressões são superiores a 5 kb para a S_1 e mais baixas para a S_2 , o que normalmente deveria ter gerado xistos grossos e rochas gnáissicas em abundância, aparentando um contra-senso com as granulações finas e a ausência de feldspatos na maioria dos litotipos. Nestas condições de metamorfismo, caso $P_T = P_{\text{H}_2\text{O}}$, deveria ter ocorrido fusão parcial dos metapelitos com composições químicas apropriadas, considerando-se as curvas de fusão de rochas saturadas em H_2O . Entretanto, Brown & Fyfe (1970) afirmaram que em sistemas naturais as fusões ocorrem em pressões e temperaturas mais elevadas por

serem normalmente insaturadas em H_2O . No entanto, Storre & Karrotke (1971, 1972), Storre (1972) e Brown & Schorscher (1977) mostraram que P_{H_2O} altas estabilizam a muscovita na presença de quartzo muito além do início da anatexia, impedindo o início da fusão parcial, fator considerado importante para a preservação das ocorrências abundantes de quartzo-muscovita xistos e quartzitos em terrenos migmatíticos.

A estabilidade da cordierita e da almandina, encontrada em alguns litotipos, é favorecida em rochas insaturadas em H_2O (Osberg, 1968, em: Winkler, 1977), o que pode justificar a não-fusão dos materiais.

Em locais onde a P_{H_2O} poderia ter sido relativamente mais elevada, como nos encraves e nos metapelitos situados nas bordas das rochas granitóides, ocorrem veios de rochas granitóides e "manchas" feldspáticas, que podem corresponder ao início da fusão parcial.

Variações na fração molar dos fluidos são atestadas também pelas reações que envolvem O_2 , como no caso da cristalização da cianita a partir da estauroлита ou sua manutenção, por exemplo (Ganguly, 1968, 1969, 1972), indicando locais com P_{O_2} elevada (talvez em função dos minerais presentes, com P_{H_2O} mais baixa) ou mais baixa.

A cristalização dos polimorfos é também controlada pela composição química da rocha e por fatores físicos, como o *stress*.

Em conjunto, estes fatores podem favorecer a cristalização preferencial de um determinado polimorfo, preservá-lo meta-estavelmente, ou destruí-lo, ou seja, a presença dos polimorfos nas rochas não depende apenas das condições de pressão e temperatura.

As taxas de ordem-desordem entre Al-Si também alteram o campo de estabilidade dos polimorfos, sendo por sua vez afetadas por processos de recristalização e moagem (Newton, 1969; Holloway, 1971). A forte redução da granulação dos minerais preexistentes quando do desenvolvimento da S_2 e, menos intensamente, da S_3 , e as fortes recristalizações, são, desta forma, os fatores adicionais que podem ter contribuído para a instabilidade observada em várias das paragêneses, ou sua preservação em outras partes da seqüência dos metapelitos.

A presença de constituintes menores em um sistema natural, tornando-o mais complexo, a possibilidade de equilíbrios divariantes, a composição química dos fluidos metamórficos e o metassomatismo anteriormente caracterizado, são fatores adicionais que podem causar cristalizações em pressões e temperaturas diferentes das admitidas pelos dados experimentais.

Caso as rochas tenham sido saturadas em H_2O , ou não havendo influência mais forte do acima colocado, seria necessário aventar-se a possibilidade das condições de $P \times T$ do ponto triplo serem relativamente mais baixas que as de Richardson, Gilbert & Bell (1969) e Althaus (1967, 1969), mas não tão baixas como as de Holdaway (1971) e Spear & Cheney (1989), o que distanciaria um pouco mais as rochas do mínimo de fusão granítica e facilitaria a cristalização das assembléias de mais baixa pressão observadas no final do desenvolvimento da S_1 e S_2 .

Alternativamente poder-se-ia supor que no sistema natural estudado, o ponto triplo ocorreria a pressões e temperaturas relativamente mais baixas, em função do quimismo, pressão de fluidos, *stress*, etc.

2.1.5 Considerações sobre equilíbrios locais e taxas de nucleação, de dissolução e de crescimento dos minerais

A teoria do equilíbrio em mosaico foi desenvolvida por Korzhinskii (1953, em: Sük, 1983) e baseia-se no seguinte pressuposto:

"... este modelo é baseado no conceito de uma parte isolada de um grande reservatório cujo envelope não é permeável a todas as substâncias que contem. O equilíbrio entre o reservatório todo e a parte isolada inicia-se pela difusão de substâncias que são capazes de permear através da membrana semi-permeável. Com relação ao tamanho do reservatório relativamente a uma parte sua, as mudanças produzidas por substâncias permeando no reservatório são muito pequenas e a taxa de potenciais químicos das substâncias permeantes (componentes móveis) é dada por sua concentração no reservatório e é independente do processo interior do sistema fechado. As substâncias remanescentes (inertes) para as quais o envelope é impermeável, possuem diferentes propriedades e seus potenciais químicos são governados por processos interiores do sistema fechado. O relacionamento entre as fases e os componentes neste sistema depende somente do número de componentes inertes..."

Este modelo foi amplamente criticado por diversos autores, acabando por ser praticamente abandonado nos anos seguintes à sua publicação. Entretanto, em trabalhos mais recentes, o modelo vem sendo modificado e cada vez mais intensamente utilizado.

Fisher (1973) discutiu as reações de não-equilíbrio termodinâmico em processos metamórficos, modeladas por processos de difusão iônica controlada.

Vernon (1976) considerou que os equilíbrios locais (ou em mosaico) são devidos a heterogeneidades químicas originais, a limitações na difusão de e para os sítios de reação e à lentidão das taxas de reação. Os minerais zonados seriam um exemplo destes desequilíbrios em pequena escala, onde não há tempo ou energia suficiente para reequilibrar os minerais, havendo, portanto, gradientes locais na difusão dos íons.

Mueller & Saxena (1977), entretanto, consideraram que o conceito do equilíbrio em mosaico, denominado de "quase-equilíbrio" pode também ser estendido para o metamorfismo regional, pois, em uma situação idêntica, embora um dado equilíbrio constante tenha um valor constante qualquer, pode ocorrer que certas variáveis intensivas sejam distintas entre regiões adjacentes, devido a barreiras cinéticas para difusão, fazendo com que os valores possam ser diferentes em cada uma delas. Este caso é especialmente ilustrativo quando consideradas substâncias como CO_2 , CO , H_2O , O_2 e H_2 .

Kerrick (1977, 1990) concluiu que o metassomatismo por difusão do alumínio, responsável por equilíbrios locais em rochas com fluidos estagnados, predomina em relação ao metamorfismo por infiltração, processo este importante na gênese dos polimorfos de Al_2SiO_5 .

Estes conceitos são aplicáveis em diversas situações de metamorfismo de rochas carbonáticas em contato com metapelitos (por exemplo, Vidale, 1969; Hewitt, 1973b; Vidale & Hewitt, 1973; Valley & Essene, 1980a, 1980b), ou em relação a P_{O_2} em formações feríferas (Frost, 1979; Mel'nik, 1982), em metabasitos (Stout, 1971), ou em metapelitos (Ganguly, 1968, 1969, 1972; Kwak, 1970).

A quase constância de texturas metamórficas de desequilíbrio e as alterações produzidas em diversas rochas e minerais da área pela passagem de fluidos infiltrativos, tais como as alterações na composição química dos metabasitos, com lixiviação e concentração de elementos, as alterações observadas em tufos e rochas básicas metassomatizadas e hidrotermalizadas pré- e durante o metamorfismo, fornecem claras indicações de que um mesmo litotipo pode ter sido transformado quimicamente de maneiras diferentes. Os produtos destes processos podem ser estáveis dentro das condições físico-químicas que transformaram metamorficamente as rochas e os minerais não alterados ou, ainda, estender ou reduzir os seus campos de estabilidade em relação a estes. Por exemplo, flúor nas flogopitas e na biotita, titânio na estauroлита, Fe^{3+} na estauroлита, Mn na granada, $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{P}_{\text{CO}_2} < \text{P}_T$, podem estender ou reduzir o campo de estabilidade dos minerais, produzindo regiões onde os minerais permanecem estáveis, apesar de ultrapassadas as condições de P e T, ocasionando o surgimento de equilíbrios em

mosaico, nas escalas microscópicas até macroscópicas.

O trabalho de Ridley & Thompson (1986) retomou também o assunto, denominando de estruturas dominais quaisquer volumes de uma rocha na qual o aspecto de seu *fabric* é significativamente diferente das outras partes. As cinéticas das reações individuais, segundo os autores, são fundamentais na formação das texturas de uma rocha e envolvem complexa interação entre processos de nucleação, de crescimento e de dissolução de minerais, controlados pela temperatura, pela taxa de variação da temperatura, mudanças na pressão, deformação e a quantidade do fluido presente na rocha. A taxa de nucleação dos minerais pode ser fortemente afetada pela infiltração de fluidos, alterando a composição do fluido local, pois ela depende grandemente de $(T-T_{\text{equi}})$ e $(X-X_{\text{equi}})$. A taxa de crescimento, após ocorrida a nucleação, depende de: a) difusão entre o mineral que está crescendo e as fases de reabsorção; b) da taxa de dissolução ou precipitação dos minerais em uma interface; c) da taxa de suprimento ou de consumo de calor, necessária para neutralizar a energia absorvida ou liberada na reação.

A ação destes fatores é responsável não somente pela geração de determinadas assembléias minerais, como também pela sua preservação ou destruição. Por exemplo, se os fluidos saturam o espaço entre os grãos, facilita-se a difusão química entre os reagentes e produtos, reduz-se a taxa de nucleação e favorece-se o crescimento dos minerais, que acabam por possuir uma granulação grossa, podendo formar porfiroblastos. A falta de fluido, especialmente de H_2O , pode não somente evitar a fusão parcial das rochas, como também favorecer o desenvolvimento das novas fases minerais estáveis e aumentar a taxa da nucleação, o que impede a formação de minerais de granulação mais grossa.

Estes fatores, aqui colocados de modo ilustrativo, podem ser responsáveis pela granulação fina geralmente observada nas rochas, apesar do grau metamórfico alcançado, o que poderia estar indicando que as condições físico-químicas favoreceram a taxa de nucleação e de dissolução e dificultaram a taxa de cristalização.

Estas condições estabeleceram-se especialmente quando do desenvolvimento da S_2 . As intensas transposições associadas a este evento e ao anterior geraram grande descontinuidade física ao longo dos planos axiais das dobras isoclinais, que podem, pelo menos em parte, ter sido responsáveis pela remoção relativamente rápida dos fluidos ou pela sua mistura com outros fluidos, alterando suas propriedades físico-químicas. Movimentos ascensionais e a intrusão dos granitóides devem ter contribuído no processo, controlando o suprimento de calor e introduzindo outros fluidos de diferentes composições químicas no sistema.

Adicionalmente, a tensão e a deformação têm grande importância na destruição dos minerais maiores, favorecendo sua dissolução e reprecipitação como minerais mais finos, rearranjados em novos *fabrics*, o que explica bem as rochas de granulação fina, sericiticas, com restos mais grossos de estauroлита e cianita e sillimanita, entre outros minerais já descritos.

E, finalmente, a influência do tempo sobrepondo-se aos processos acima citados poderia favorecer um ou outro desenvolvimento. Por exemplo, sob condições de dissolução, um período longo faz com que aumente a possibilidade de extração dos fluidos e dos compostos lixiviados de rochas de um determinado local e sua migração e precipitação em outro local com condições adequadas, podem alterar profundamente a composição das rochas, ocasionando reequilíbrios locais.

2.1.6 Síntese da evolução metamórfica dos metapelitos

As assembléias e paragéneses minerais de todos os tipos petrográficos da área indicam claramente terem sido afetados por processos polimetamórficos de intensidades variáveis.

O primeiro evento caracterizou-se por pressões mais elevadas, com rochas predominantemente da fácies anfibolito, alcançando sua parte superior. A este evento estão também relacionados conjuntos de litotipos de grau mais baixo, aproximando-se da fácies dos xistos verdes, que ocorrem especialmente nas unidades estratigraficamente superiores.

O segundo evento é muito semelhante, mas com pressões relativamente mais baixas. As temperaturas mais elevadas são compatíveis com aquelas da fácies anfibolito superior.

O terceiro evento deu-se na fácies dos xistos verdes baixa a pouco mais elevada, localmente tendo alcançado seu limite superior, ou seja, a fácies epidoto anfibolito.

As cianitas geradas no primeiro evento, mostram quase sempre total transformação para sillimanita. Mais raramente estão parcialmente preservadas. Apesar de que esta transformação pode ser relativamente rápida, ela é favorecida quando as temperaturas do campo de estabilidade são ultrapassadas em muito, ou quando permanecem mais tempo dentro do campo de estabilidade da sillimanita.

As temperaturas deduzidas das reações metamórficas não são tão elevadas, sugerindo que o tempo, além do *stress* e dos outros fatores aqui abordados, deve ser muito influente na inversão da cianita para sillimanita. O desenvolvimento abundante de sillimanita no segundo evento também indica isto.

No final destes eventos houve, aparentemente, uma queda da pressão, com pouca variação na temperatura, o que pode ter mantido as rochas dentro do campo da estabilidade da sillimanita e da cordierita. As cordieritas devem também ter sido recristalizadas e cristalizadas no final do evento progressivo (FIGURA 89).

O conjunto deve ter sido submetido a períodos relativamente longos de temperaturas elevadas, com variações na pressão total, o que poderia ter transformado os metapelitos em xistos grossos, gnaissóides, e até mesmo em gnaisses, especialmente se consideradas as assembléias com cordierita+sillimanita+granada.

Diversos fatores podem, conjuntamente, ter contribuído para que tal fato não ocorresse, destacando-se o sistema químico geral da área, metamorfismo em sistemas abertos ou de equilíbrios em mosaico, pressões parciais e os tipos de fluidos existentes durante o metamorfismo e a intensidade das deformações e suas consequências sobre as taxas de nucleação, crescimento e recristalização dos minerais. Soma-se a estas indefinições as incertezas quanto à locação dos pontos triplos dos polimorfos de Al_2SiO_5 , que podem fornecer dados subestimados ou superestimados para determinadas reações.

A evolução do metamorfismo pode ser vista na FIGURA 89, onde se nota, para o primeiro evento associado ao desenvolvimento da S_1 , característicos de pressão intermediária, do tipo Barrowiano, e para o segundo, relacionado à instalação da S_2 , características intermediárias entre os tipos Barrowiano e Abukuma (ou New Hampshire). Este último, aparentemente, relaciona-se ao metamorfismo do Grupo São Roque com efeitos de polimetamorfismo no Grupo Serra do Itaberaba.

Na FIGURA 89 estão ainda representadas algumas da paragéneses dos eventos retrometamórficos, definidas pelos minerais cristalizados/recristalizados nos planos da S_3 (Grupo Serra do Itaberaba) e S_2 (Grupo São Roque), e as condições predominantes dos metamorfismos, definidas pelas áreas hachuradas.

2.2 Metabasitos - Formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta

O metamorfismo dos metabasitos de ambas formações, a Nhanguçu e a Morro da Pedra Preta, será analisado conjuntamente por não haver diferenças petrográficas substanciais entre seus litotipos. Entretanto, a grande maioria das amostras estudadas provém da Formação Morro da Pedra Preta.

A relação existente entre a cristalização dos minerais e as fases deformacionais estão apresentadas na FIGURA 71 e as paragêneses metamórficas e retrometamórficas na FIGURA 95. Na primeira figura estão também discriminadas as fácies metamórficas preservadas como inclusões meta-estáveis em outros minerais e as diferentes transformações verificadas nos anfibólios.

Na FIGURA 72 foi feita uma síntese da cristalização dos minerais nos diferentes eventos metamórficos, sem as relações com as foliações.

O anfibólio que constitui estas rochas é, quase sem exceção, do grupo das hornblendas, e os plagioclásios têm composição essencialmente variando entre oligoclásio e labradorita (FIGURA 73), indicando condições mais severas de metamorfismo em relação aos mesmos litotipos do Grupo São Roque, o que, juntamente com os demais minerais constituintes, formam associações ou paragêneses compatíveis com o grau médio de Winkler (1977), ou à fácies anfibolito de Eskola (1920), Miyashiro (1973) e Turner (1981).

Duas deformações, às vezes intensas, possibilitaram que anfibólios cristalizassem em arranjo nematoblástico e que fossem posteriormente dobrados intrafolialmente e recrystalizados pela S_2 . Em outros casos, pôde-se observar ainda relíquias de texturas ígneas, apesar da intensa cristalização e das foliações metamórficas. Recrystalizações isorientadas dos minerais associados à foliação S_3 , por vezes plano-axial a dobras abertas desenhadas pelos anfibólios e, mais raramente, uma quarta foliação foram também verificadas.

Ocorre, na maioria dos casos, um declínio das condições metamórficas entre o desenvolvimento da primeira e da segunda foliação e desta com relação às demais.

Os seguintes aspectos texturais/mineralógicos foram adicionalmente observados:

- Muito comumente as hornblendas possuem inclusões de quartzo e/ou plagioclásio gotiformes ou alongadas paralelamente ao seu eixo cristalográfico c . Finíssimas inclusões de minerais opacos orientadas, juntamente com leucoxênio (menos freqüente) também ocorrem nos anfibólios, às vezes em arranjos que sugerem ser os antigos planos de clivagem do piroxênio ígneo redesenhados. Em apenas uma amostra foram encontrados restos de piroxênio preservado, aparentemente de pigeonita. As "gotas" de quartzo representam o excesso de quartzo liberado durante a transformação do piroxênio ígneo para actinolita ou hornblenda.
- Hornblendas euhédricas, às vezes com pseudomorfos das secções basais de piroxênio, estão freqüentemente englobadas por cristais anhédricos-subhédricos, também de hornblenda, às vezes com cores ligeiramente mais claras ou escuras, indicando dois eventos superpostos de geração de anfibólio, o primeiro dado pela transformação direta do piroxênio ígneo, e o segundo, caracterizado pela cristalização acretiva, às vezes em condições metamórficas um pouco diferentes (e a partir de materiais diferentes), como indicado pelas variações nas cores dos anfibólios.
- Muitas das hornblendas têm núcleos mais ou menos preservados de actinolita ou de ferro-actinolita, com contatos ora gradativos, ora bruscos, com nítida linha de Becke, muito semelhantes aos descritos por Gomes, Dutra & Oosterwick-Gastuche (1968), Gomes, Oosterwick-Gastuche & Dutra (1972) e Gomes (1971, 1973b) nos anfibolitos do Jaraguá. Hornblendas podem também ocorrer no núcleo das actinolitas, por sua vez manteadas por hornblenda. As composições das hornblendas externas e internas são um pouco distintas, mas as internas não aparentam ser ígneas, sugerindo então intensas variações nas condições de metamorfismo durante o tempo.

- O plagioclásio apresenta, às vezes, bordas de reação com o anfibólio, identificadas como tipos mais sódicos, ou abundantes inclusões de minerais opacos concentradas em partes do mineral. Estas bordas de reação mais sódicas do plagioclásio indicam a incorporação de cálcio na estrutura do anfibólio durante os eventos metamórficos.

Diversos autores, dentre eles Wiseman (1934), Shido (1958), Cooper & Lovering (1970), Cooper (1972), Shido & Miyashiro (1959), Graham (1974), Laird (1980) e Laird & Albee (1981) observaram estas texturas em anfibólitos de metabasitos, alguns deles tendo sugerido a existência de um *gap* de miscibilidade, em condições relativamente limitadas, entre a hornblenda e a actinolita, e outros deles tendo argumentado contra a existência desse *gap*, tendo atribuído estas texturas a desequilíbrios metamórficos. Estes estudos foram realizados em diversos locais dos Scottish Highlands (Green Beds, e nos epidioritos caledonianos, por exemplo), na América do Norte (norte de Michigan, Vermont, New Hampshire), no Japão (Plateau de Abukuma), na Nova Zelândia (Haast Schist Group) e na Europa (nas partes centrais e leste dos Alpes).

Estas texturas foram aqui consideradas como relíquias de um evento metamórfico anterior, preservadas devido a alterações relativamente rápidas das condições da pressão e da temperatura, talvez com contribuições dadas por mudanças na composição dos fluidos, o que impediu que o equilíbrio no grau mais elevado ou mais baixo fosse alcançado.

Interpretação semelhante foi dada para estas texturas, nos anfibolitos do Jaraguá, pelos autores anteriormente citados, que atribuíram suas gêneses ao efeito térmico dos granitóides adjacentes, assim como à formação de rochas cálcio-silicáticas com diopsídio, que consideraram *hornfels*. Entretanto, as rochas cálcio-silicáticas afloram muito distante dos corpos granitóides (Coutinho, 1972) e as temperaturas requeridas para a sua formação, bem como para a geração das texturas dos anfibolitos são bastante elevadas, face às dimensões da intrusão granítica de Perus, que são bastante reduzidas. Isto sugere que os eventos metamórficos que produziram os fenômenos petrográficos mencionados foram regionais e não de contato.

Em xistos máficos de Vermont (Canadá), Laird & Albee (1981) atribuíram a gênese destas texturas, cujas descrições são muito semelhantes às aqui encontradas, ao polimetamorfismo que afetou os litotipos, tal qual verificado, por exemplo, nos metapelitos do Grupo Serra do Itaberaba.

Os plagioclásios são, em alguns casos, relíquias de plagioclásios ígneos, com composição variando entre labradorita e andesina. Os demais, gerados durante os principais eventos metamórficos tiveram suas composições determinadas opticamente como predominantemente de oligoclásio-andesina (FIGURA 73). Os oligoclásios foram representados a partir do teor de $Ab_{80}An_{20}$, por possuírem quase sempre teor de anortita superior a $Ab_{74}An_{26}$, raramente ocorrendo amostras com $Ab_{83}An_{17}$ - $Ab_{80}An_{20}$. A albita, quando observada, tem fortes evidências de ser retrometamórfica e a bytownita, encontrada em algumas amostras, formou-se somente em metabasitos associados às rochas cálcio-silicáticas. Wenk, Schwander & Stern (1974) verificaram que nos metabasitos dos Alpes a bytownita somente se cristaliza em rochas com elevados teores de cálcio, relativamente à média dos metabasitos, o que sugere ser também o caso das rochas aqui estudadas. A composição dos plagioclásios metamórficos, quase que na totalidade acima do oligoclásio com $Ab_{80}An_{20}$, caracteriza, segundo Winkler (1977), que os litotipos todos foram submetidos a um grau metamórfico superior ao dos epidoto anfibolitos, ou seja, todos pertencem ao grau médio ou à fácies anfibolito, com variações para graus mais altos ou mais baixos.

FIGURA 95 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metabasitos do Grupo Serra do Itaberaba - Formação Nhanguçu e Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

Afora quando são minerais retrometamórficos, que serão discutidos adiante, a clorita, biotita, epidoto e clinozoisita são volumetricamente insignificantes ou ausentes, restando, geralmente, como finíssimas inclusões nos anfibólitos ou pequenos cristais disseminados. A presença de clorita, epidoto e clinozoisita em metabasitos até de mais alto grau não é rara, dependendo de fatores diversos como a composição química da rocha, de P_{H_2O} e da fugacidade de oxigênio. Entretanto, a distribuição modal destes minerais é, na maioria das condições, fortemente influenciada pela intensidade do metamorfismo, como ressaltado por Liou, Kuniyoshi & Ito (1974) e Laird (1980), entre outros, ou seja, diminuem gradativamente com o aumento do grau metamórfico.

A granada e os clinopiroxênios (salita-hedenbergita) são bastante raros e a ilmenita (leucocoxenizada ou não) tem distribuição e teores predominando amplamente sobre a titanita. A pouca quantidade de titanita, assim como de leucocênio, está de acordo com o grau metamórfico mais elevado a que as rochas foram submetidas, pois estes minerais estão presentes abundantemente somente nas rochas da fácies dos xistos verdes a epidoto anfibolito. A granada pode ocorrer em metabasitos de grau alto, da fácies almandina anfibolito, assim como o clinopiroxênio em grau ainda um pouco mais elevado. Estes minerais ocorrem tipicamente em metabasitos encaixados em xistos da zona da cianita e da sillimanita, muito embora estejam freqüentemente ausentes (Miyashiro, 1973), confirmando as deduções efetuadas na análise dos metapelitos.

Em algumas das amostras foram observadas mirmequitas, mas muito raras e pequenas. Estas poderiam ter sido geradas pela presença de algum feldspato alcalino, primário ou secundário, junto aos plagioclásios, ou, mais provavelmente, pela recristalização das albitas geradas no início do metamorfismo, pelo aumento da pressão e da temperatura. Nesta situação, o reequilíbrio para plagioclásios mais cálcicos provoca a liberação do excesso de sílica, que provoca o surgimento de mirmequitas, como observado por Cooper (1972) em rochas do Haast Schist Group.

A cristalização da cummingtonita, encontrada em paragênese com a hornblenda, pode ocorrer pelo consumo de hornblendas tschermakíticas e de quartzo, em temperaturas e pressões da fácies anfibolito (Miyashiro, 1968), segundo:

A presença de biotita nas rochas é muito rara, mas em alguns afloramentos, situados nas proximidades de rochas metavulcanoclásticas ou em zonas mais deformadas, pode tornar-se mais abundante, provavelmente devido à ação de fluidos metamórficos-metassomáticos, ou, em alguns casos, podendo tratar-se de metavulcanoclásticas com contribuição de pelitos, intercaladas nos derrames ou, ainda, por alteração hidrotermal potássica pré-metamórfica dos protolitos dos metabasitos.

A actinolita é o anfibólio tipicamente presente nos litotipos da fácies dos xistos verdes (principalmente na fácies epidoto anfibolito), podendo também persistir em condições mais elevadas de metamorfismo em função da composição química da rocha, principalmente se os teores de Al_2O_3 forem relativamente baixos e os de MgO relativamente elevados, ou devido a teores altos de flúor, como comprovado por Cooper & Lovering (1970), Laird (1980) e Laird & Albee (1981), entre outros autores.

A reação metamórfica que causou a transformação da actinolita para a hornblenda, segundo Miyashiro (1968), deve ter sido principalmente a seguinte:

Esta transformação da actinolita para hornblenda foi, certamente, acompanhada do reequilíbrio dos plagioclásios adjacentes e inclusos.

Concomitantemente, a hornblenda e o plagioclásio mais cálcico devem ter sido cristalizados pelo consumo dos minerais gerados no início do metamorfismo, como a clorita, epidotos, quartzo, e até mesmo actinolitas finas que comumente estão associadas à clorita nas rochas de mais baixo grau metamórfico (Wiseman, 1934), segundo:

O desaparecimento da actinolita, cedendo lugar para a hornblenda verde azulada, típica do início da fácies anfibolito, foi também descrito por Cooper & Lovering (1970) e Cooper (1972) em metabasitos do Haast Schist Group (Nova Zelândia). Os tons azulados dos anfibólios daqueles metabasitos foram também substituídos pelo acastanhado ou verde-escuro, com o aumento do grau metamórfico, como aqui observado.

As texturas e as mineralogias principais dos metabasitos da Serra do Itaberaba caracterizam o desenvolvimento de um evento metamórfico acompanhado do desenvolvimento da foliação tectônica S_1 , cujo pico deu-se ao final e após cessadas as deformações, como indicado pelo crescimento dos minerais sob regimes estáticos. A este evento seguiu-se outro semelhante, um pouco menos intenso, acompanhado do desenvolvimento de uma S_2 que provocou redução da granulação e a recristalização dos minerais preexistentes, também tendo havido cristalização final em regimes estáticos (FIGURA 71).

As variabilidades texturais indicam que as condições metamórficas de cada um dos eventos foi diferente de região para região, estando preservados meta-estavelmente minerais de mais baixo grau capeados por outros de mais alto, ou, em outros locais, de modo inverso.

Posteriormente, houve a sobreposição de deformações, acompanhadas de metamorfismo de mais baixo grau, da fácies dos xistos verdes, retrorretrometamórfico, responsáveis pelos reequilíbrios observados nas associações minerais (FIGURAS 71 e 72).

O teor de anortita dos plagioclásios (FIGURA 73), a cor das hornblendas e o teor modal dos demais constituintes são semelhantes aos descritos por Laird & Albee (1981), que consideraram as rochas por eles estudadas como tendo sido formadas a um mínimo de $550^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ (temperatura mínima para a formação do oligoclásio), à pressão total ao redor de 6,0 kb, condições estas que poderiam estar associadas à formação dos metabasitos/anfibolitos do Grupo Serra do Itaberaba. Os mesmos autores concluíram que em Vermont (Canadá) os núcleos de actinolita se formaram em um evento metamórfico prévio, de mais baixo grau metamórfico de baixa pressão, distinto do segundo, de pressão intermediária e de mais alto grau, semelhante aos processos metamórficos da região da Serra do Itaberaba.

A fácies metamórfica atingida pelos metabasitos durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 é indubitavelmente a fácies anfibolito e, considerando-se os teores de anortita dos plagioclásios, a quase ausência de clorita e de epidoto e a coloração das hornblendas, predominando verde-escuras ou acastanhadas devido ao incremento de Na e Ti (substituições do tipo misto entre glaucofana, edenita e tschermakita, segundo Laird &

Albee (1981), é compatível com a zona da cianita e da sillimanita, como caracterizado por Wenk & Keller (1969) na Série Dalradian e também com as observações feitas nos metapelitos da Serra do Itaberaba. Outras paragêneses semelhantes a estas observadas em rochas básicas, de origem ígnea ou vulcanoclásticas, foram descritas por Phillips (1930), Billings & White (1950), James (1955), MacNamara (1965) e Van de Kamp (1970).

Quase todas as rochas da área apresentam-se retrometamorfisadas em baixo grau, atestado pelas bordas de actinolita na hornblenda, geralmente produzindo plagioclásios mais sódicos (até albita), clorita, epidotos, actinolitas finas e, às vezes, carbonatos e biotita. Estes tipicamente concentram-se entre grãos de plagioclásio e de hornblenda ou de actinolita. Os minerais opacos, incluindo ilmenitas e subordinadamente magnetita, sulfetos, rutilo e leucoxênio, geralmente tendem a estar concentrados juntamente com os minerais retrometamórficos. Uma ou duas leves foliações podem estar presentes, acompanhando as transformações retrometamórficas.

Na TABELA 7 (ANEXO VII), os altos teores de actinolita, clorita e carbonatos, quase sem exceção, são devidos a este evento.

2.3 Metabasitos e Metavulcanoclásticas Hidrotermalizados-metassomatizados Pré-Metamorfismo - Formações Nhangucu e Morro da Pedra Preta

Segundo Spear (1982a), rochas deste tipo têm despertado grande interesse científico desde o clássico trabalho de Eskola (1914) na região de Orijärvi (Finlândia). Um grande número de estudos sobre as fases minerais e suas interrelações, bem como sobre a química mineral, tem sido publicados. Estes anfíbolitos têm baixo teor de cálcio e mineralogicamente são caracterizados pela presença de um ou dois orto-anfíbólios e/ou cummingtonita, em associação com cordierita, granada, estauroлита, sillimanita e/ou cianita, talco, clorita, espinélio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e quartzo.

Um dos motivos para estes estudos deve-se ao fato de que estas exóticas assembléias minerais têm, caracteristicamente, variância termodinâmica muito menor que a dos metabasitos e anfíbolitos e podem, portanto, fornecer informações mais precisas sobre as condições de metamorfismo que as afetou.

Como será visto no CAPÍTULO VIII, estas rochas foram interpretadas como geradas pela alteração hidrotermal-metassomática de basaltos e rochas vulcanoclásticas básicas e intermediárias, com contribuições de *chert* e de sedimentos carbonáticos, posteriormente metamorfisadas.

A cristalização dos minerais metamórficos, relativamente às deformações, pode ser vista na FIGURA 74 e as assembléias minerais, correspondentes a diferentes graus de alteração a que foram submetidas, estão presentes na FIGURA 96, onde em (a) estão representadas as paragêneses minerais das rochas menos alteradas, seguido, em (b), dos medianamente alterados, em (c), das paragêneses dos mais intensamente transformados, e em (d) as principais alterações produzidas pelo retrometamorfismo. As setas em (c) representam transformações metamórficas em regimes progressivos.

As principais assembléias minerais encontradas foram:

- actinolita + granada + diopsídio ± plagioclásio ± titanita ± flogopita ± calcita
- hornblenda + biotita + plagioclásio ± titanita ± granada ± quartzo ± cordierita ± calcita ± leucoxênio ± zircão
- hornblenda + cummingtonita + plagioclásio + quartzo ± minerais opacos ± biotita ± rutilo ± zircão ± epidoto ± clorita ± titanita ± granada ± cordierita ± calcita ± leucoxênio
- cummingtonita + hornblenda ± cordierita ± quartzo ± plagioclásio ± minerais opacos ± granada ± biotita ±

rutilo $\pm$ epidoto $\pm$ apatita $\pm$ zircão $\pm$ clorita $\pm$ leucoxênio

- cummingtonita + granada + quartzo + plagioclásio $\pm$ cordierita $\pm$ estaurolita $\pm$ clorita $\pm$ zircão $\pm$ minerais opacos $\pm$ apatita $\pm$ rutilo $\pm$ biotita $\pm$ allanita
- cordierita + cummingtonita + quartzo + flogopita + granada $\pm$ minerais opacos $\pm$ apatita $\pm$ clorita $\pm$ zircão $\pm$ biotita $\pm$ muscovita
- plagioclásio + quartzo + cummingtonita + hornblenda (ou ferro-actinolita) $\pm$ tremolita $\pm$ epidoto $\pm$ apatita $\pm$ biotita $\pm$ rutilo
- quartzo + clorita + hornblenda + cummingtonita + granada + biotita $\pm$ minerais opacos $\pm$ zircão $\pm$ rutilo $\pm$ cordierita $\pm$ magnetita
- quartzo + plagioclásio + hornblenda + granada + clorita + biotita $\pm$ cordierita $\pm$ estaurolita $\pm$ epidoto $\pm$ titanita $\pm$ apatita $\pm$ minerais opacos $\pm$ muscovita $\pm$ sillimanita $\pm$ rutilo $\pm$ zircão $\pm$ turmalina
- quartzo + cordierita + cummingtonita + granada $\pm$ minerais opacos $\pm$ estaurolita $\pm$ grafita $\pm$ biotita $\pm$ clorita
- quartzo + clorita + biotita $\pm$ minerais opacos $\pm$ granada
- clorita + plagioclásio + cummingtonita $\pm$ minerais opacos $\pm$ biotita $\pm$ epidoto

As assembléias ricas em hornblenda e plagioclásio constituem as rochas menos alteradas. Comumente estão enriquecidas em biotita, indicando que houve introdução de potássio nas partes mais externas dos halos do antigo sistema hidrotermal. As mais ricas em plagioclásio são os tipos derivados de rochas ígneas e/ou vulcanoclásticas de composição mais intermediária. As rochas cloríticas e/ou biotíticas, comumente enriquecidas em quartzo são metatufos, ou correspondem a materiais gerados nas zonas de alterações mais intensas, onde comumente a silicificação tardia é mais forte. As rochas mais ricas em cordierita e cummingtonita são as situadas mais próximas da fonte de alteração. Enriquecimentos em quartzo, provavelmente singenéticos tardios são comuns, especialmente nas fases finais das alterações hidrotermais. As rochas com actinolita e diopsídio constituem, em parte, tufos misturados com rochas carbonáticas, também considerados alterados hidrotermalmente devido à riqueza de alumínio, demonstrado pela abundância de granada.

Comumente assembléias minerais semelhantes são descritas na literatura como associadas a rochas gnáissicas ou a xistos grossos de mais alto grau metamórfico, diferenciando-se das encaixantes daqui, constituídas por xistos finos e grossos.

A origem vulcanoclástica destas rochas é, de maneira geral, mais difícil de ser caracterizada. Pelo menos em parte são rochas alteradas, mas podem também ter sido rochas vulcanoclásticas derivadas de rochas previamente hidrotermalizados-metassomatizados, como sugerido pela presença de lâminas com minerais característicos destes processos, como cummingtonita e cordierita, alternadas com outras compostas por minerais sem característicos de terem sido gerados por alterações pré-metamórficas ou pouco alterados, bem como de leitos de *metacherts*, rochas cálcio-silicáticas e turmalinitos.

Nos Post Pond Volcanics (New Hampshire), Spear (1982c) verificou que os metabasitos alterados, quando metamorfizados na zona da biotita, não possuem orto-anfibólios e sim, caracteristicamente, clorita + epidoto + albita + actinolita (ou hornblenda) $\pm$ quartzo $\pm$ carbonatos.

Sampson & Fawcett (1977) observaram que em Hastings (Ontário), as rochas vulcânicas produziram, durante o metamorfismo das fácies dos xistos verdes até anfibolito médio, os pares actinolita-hornblenda e hornblenda-cummingtonita. A clorita, presente em quase todas as amostras, quando em presença de quartzo, desaparece antes do surgimento de cummingtonita, no limite das fácies dos xistos verdes superior/anfibolito inferior sugerindo a seguinte reação:

(92) hornblenda + clorita + ankerita + quartzo = cummingtonita + plagioclásio + H_2O + CO_2

A presença de ankerita pode ser explicada nas rochas originais em função da carbonatização comumente encontrada nestes sistemas hidrotermais. Deve ter ocorrido, ainda, concomitantemente, a concentração relativa de alumínio e magnésio em algumas zonas e, em parte, pela cloritização dos protolitos, possibilitando a formação em abundância de granada e cordierita.

Na maioria das amostras que têm pouca clorita, o mineral é quase sempre retrometamórfico, indicando reequilíbrios sob condições físicas menos intensas que as da zona da biotita. Entretanto, hornblenda + cummingtonita $\pm$ clorita foram também verificadas em assembléias associadas à S_1 e S_2 , ou seja, em rochas de grau mais alto, principalmente naquelas sem plagioclásio, em concordância com as observações de Sampson & Fawcett (1977). Nestes casos não existe quartzo presente nas paragéneses minerais.

As rochas que têm clorita abundante estão, às vezes, afetadas por forte transposição tectônica e exibem evidências de retrometamorfismo intenso, em acompanhamento às deformações. Alterações hidrotermais-metassomáticas devem, também, ter ocorrido concomitantemente às deformações, como sugerido por relíquias de hornblenda, cummingtonita e granada, deformadas, alteradas, atravessadas por veios de minerais hidrotermais e pela presença abundante de epidoto, leucoxênio, muscovita e carbonatos. Estas alterações locais estão superpostas às singenéticas.

Outras das rochas cloríticas têm as micas bem preservadas na S_2 , juntamente com as de origem retrometamórfica (amostra F-1105-R, por exemplo). Nestes casos, a clorita da S_2 é bastante magnesiana, não há quartzo, e a presença de granada, cummingtonita, hornblenda, cordierita e estaurolita em paragénese indica terem sido submetidas às condições da fácies anfibolito, até de temperaturas mais elevadas, ou seja, a composição química da rocha foi adequada para preservação da clorita nestas condições metamórficas mais intensas.

A presença de cummingtonita predominante ao invés de antofilita depende da composição química da rocha e não do grau metamórfico, desde que seja da fácies anfibolito, podendo, para estes fins, serem considerados como um único mineral. Todavia, a possível existência de orto-anfibólio foi verificada opticamente na amostra I-2756-A que, analisado por difração de raios X, sugeriu tratar-se de mistura de antofilita-gedrita (TABELA 4).

O diopsídio que ocorre em algumas das rochas foi formado às expensas da actinolita, confirmando que os litotipos foram metamorfisados na fácies anfibolito.

As indicações sobre as condições de P e T dos metamorfismos fornecidas pelos minerais índices como a granada, cordierita, estaurolita e, em algumas rochas, a sillimanita, são idênticas às dos metapelitos, razão pela qual discutiremos aqui apenas as especificidades sobre a cristalização destes minerais nas rochas estudadas. Sínteses das assembléias minerais possíveis nestes litotipos e suas transformações com o metamorfismo foram elaboradas por Robinson & Jaffe (1969), Spear (1982b, 1982c) e Schumacher (1982a, 1982b).

As granadas constituem duas gerações, uma com inclusões de biotita e carbonatos e outra com estaurolita instável nos núcleos, indicando possivelmente sua formação, num primeiro processo, em mais baixo grau, após a zona da biotita e, posteriormente, num segundo processo, a partir da quebra da estaurolita na fácies anfibolito, de modo análogo ao ocorrido com os metapelitos.

Há, portanto, uma concordância com os dados fornecidos pelos metapelitos e metabasitos, ou seja, as rochas foram metamorfisadas sob condições mais enérgicas que as da zona da estaurolita, instabilizada nestes litotipos, o que ocorre tipicamente na zona da sillimanita. Em rochas desta zona, comumente a estaurolita é observada apenas como relíquias englobadas em plagioclásio, segundo Stout (1972).

FIGURA 96 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas dos metabasitos e rochas metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo das formações Nhangüçu e Morro da Pedra Preta. De (a) para (c) são assembléias de mais baixo para mais alto grau de alteração e em (d), as principais assembléias retrometamórficas. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

A estaurolita é um mineral de presença rara em rochas metabásicas de quimismo original não alterado. Jan, Kempe & Tahirkheli (1971) a descreveu em anfibolitos de Dir (Paquistão), com tremolita + clorita ou hornblenda, e Gibson (1978), em partes anfibolíticas de intrusões acamadadas da Nova Zelândia, com hornblenda + plagioclásio + cianita + estaurolita + rutilo, sendo clinozoisita e clorita retrometamórficas. Entretanto, Robinson & Jaffe (1969), Demange (1976), Spear (1982b, 1982c), Schumacher (1982a, 1982b) e Kuyumjian (1991) consideram a estaurolita como um mineral que ocorre em rochas alteradas-metassomatizadas antes do metamorfismo ou, segundo Beach (1973), durante os eventos metamórficos/ retrometamórficos, geralmente associadas a mineralizações de ouro.

Segundo Spear (1980), na zona da estaurolita, a paragénese estaurolita + hornblenda é caracteristicamente estável, mas na parte inferior da zona da sillimanita ocorre a seguinte reação:

Transformações para orto-anfibólio não foram observadas, mas estaurolita não ocorre em paragénese com hornblenda e está sempre parageneticamente associada à cummingtonita, sugerindo ter sido consumida através desta reação. A típica associação da estaurolita com cummingtonita, granada e cordierita sugere que estes minerais participam das transformações em mais alto grau.

Assim como nos metapelitos, foi verificada a cristalização da cordierita a partir da estaurolita, sem geração de granada, reação esta não encontrada na literatura consultada. Além da cordierita, são também produtos pequenos cristais de rutilo e/ou provavelmente ilmenita, sugerindo que as estaurolitas eram ricas em titânio, substituindo parte do alumínio, o que deve ter limitado a formação de sillimanita (ou cianita), através de reações como a (46). Teores elevados de titânio em estaurolitas são típicos de amostras provenientes de metatufos ou metabasitos, tal qual as aqui referidas, segundo as análises disponíveis nas compilações de Deer, Howie & Zussman (1982). Pequenas "gotas" de plagioclásios cálcicos inclusas na cordierita indicam também sua participação na reação, o que possibilita a incorporação do excesso de alumínio disponível para cristalização da cordierita.

Com base nas observações petrográficas sugerimos a seguinte reação para formação da cordierita a partir da estaurolita, onde a albita e a anortita correspondem às moléculas dos plagioclásios em paragénese, reequilibrados quimicamente durante estas transformações:

A presença da ilmenita pode ser explicada pelo excesso de Fe^{3+} na estaurolita e pela deficiência de oxigênio, relativamente à reação anterior, reduzindo-o para Fe^{2+} , produzindo então:

Estas duas possíveis reações têm texturas semelhantes e estão texturalmente relacionadas à quebra da estaurolita dando granada, que ocorre em associação nestes litotipos e, portanto, devem ter-se processado já no

início da zona da sillimanita, como definido pela transformação estaurolita $\rightarrow$ granada. A f_{O_2} elevada necessária para estas transformações foi também observada nos metapelitos, como a instabilização da estaurolita em favor da cristalização da cianita, descrita por Ganguly (1972).

Sampson & Fawcett (1977) constataram que as hornblendas nestes tipos de rochas são tipicamente mais magnesianas que as dos metabasitos não alterados (tal qual nas rochas da Serra do Itaberaba) e sugeriram que as actinolitas são reliquias meta-estáveis (comuns também nas demais rochas básicas aqui estudadas). Definiram também um *gap* de miscibilidade entre a hornblenda e a cummingtonita e, sendo o teor de Al^{IV} das hornblendas de Hastings (Canadá) elevado, sugeriram que o metamorfismo foi do tipo Barrowiano.

A sillimanita nestas rochas é bastante rara, muito provavelmente devido à presença freqüente de plagioclásio cálcico, que em mais alto grau metamórfico incorpora o alumínio disponível (Schumacher, 1982b). Em diversas das bibliografias citadas o plagioclásio, quando existente, tem composições semelhantes às aqui observadas nos plagioclásios do primeiro evento metamórfico, ou seja, são bytownitas a labradoritas, o que, portanto, justifica a quase total ausência de sillimanita. No segundo evento, os plagioclásios tendem a se tornar mais sódicos, variando entre labradorita e andesina, reequilibradas como cristais menores nas bordas dos anteriores.

As granadas formadas em ambos eventos às vezes cristalizaram-se sobre a cordierita, corroendo-as, o que pode indicar incrementos locais da pressão.

Assembléias com orto-anfibólios (antofilita e gedrita), clino-anfibólios (hornblenda e cummingtonita), actinolita meta-estável (Sampson & Fawcett, 1977), cordierita, granada, estaurolita e mais raramente com sillimanita, muito semelhantes às aqui estudadas, foram descritas em rochas de terrenos da zona da sillimanita em Telemark, Noruega (Stout, 1972), Massachussets e New Hampshire (Robinson & Jaffe, 1969; Robinson *et al.*, 1969), com gradações para a zona da estaurolita, como em Telemark (Stout, 1971), Yellowknife (Kamineni, 1975) e Grand Canyon (Clark, 1978), ou da zona da estaurolita (Sampson & Fawcett, 1977).

Helms *et al.* (1987) estudaram os anfibolitos da Georgia Blue Ridge, com hornblenda + clorita + granada + cianita + estaurolita + orto-anfibólio + plagioclásio ($Ab_{53-3}An_{47-97}$) + quartzo + ilmenita + rutilo + pirrotita e determinaram que o metamorfismo ocorreu entre temperaturas de 540 - 625°C a pressões de 7,7 kb. A existência de sillimanita, além da cianita invertida, nos litotipos da Serra do Itaberaba indica que, embora as condições de temperatura tenham sido semelhantes, as pressões foram, relativamente aos anfibolitos da Georgia Blue Ridge, mais baixas durante o desenvolvimento da S_1 e ainda mais baixas para a S_2 , pois, durante o seu desenvolvimento, não houve a cristalização de cianita nos metapelitos.

As rochas mais enriquecidas em biotita dispõem-se nas partes mais periféricas das zonas de alteração, de modo semelhante ao que ocorre na região de Lynn Lake (Canadá), descritas por Elliot-Meadows & Appleyard (1991). Estas correspondem às zonas mais frias do sistema de alteração, onde o metassomatismo potássico é mais pronunciado, como descrito por Juliani *et al.* (1992).

De modo geral, estas rochas cristalizaram-se acima da isógrada da estaurolita-cianita, mais provavelmente na parte inferior da zona da sillimanita. Quando em pressões mais altas, estão em equilíbrio a granada e a cordierita, mas certamente as cordieritas foram parcialmente geradas em função de quedas da pressão e/ou elevação da temperatura, como pode ser observado nos finais das tendências (B) e (C). Elevações locais da pressão poderiam ter cristalizado granada novamente.

O evento metamórfico da fácies dos xistos verdes a epidoto anfibolito foi responsável pela profusa cristalização de clorita em algumas das rochas, acompanhado de deformações intensas e percolação de fluidos hidrotermais, que destruiu os minerais preexistentes. Também ocorreram recristalizações de clorita, epidoto, bio-

tita, sericita, leucoxênio e actinolita em pequenas quantidades e, até mesmo, de cummingtonitas mais ricas em ferro, sob condições compatíveis com a fácies epidoto anfibolito.

2.4 Rochas Metavulcanoclásticas - Formação Morro da Pedra Preta

As assembléias minerais destas rochas são em sua maioria muito semelhantes às observadas nos metabasitos e serão, portanto, discutidas, somente quanto às suas particularidades.

As relações entre a cristalização dos minerais e as foliações metamórficas estão na FIGURA 75.

Na FIGURA 97 podem ser observadas as principais assembléias minerais, quanto ao tipo e grau metamórfico da rocha, bem como os minerais retrometamórficos produzidos. As linhas tracejadas indicam as paragêneses mais raras.

Nas rochas de composição tendendo para, ou intermediária, ou com misturas de pelitos (FIGURA 97 (a)), a biotita pode tornar-se um constituinte importante, com clorita e granada associada e alguma muscovita. Em grau mais alto surgem, eventualmente, cordierita com granada e estauroлита instáveis e até mesmo cianita parcialmente invertida para sillimanita, todas parcialmente envolvidas em reações para cordierita. As paragêneses indicam metamorfismo da fácies anfibolito, alcançando a zona da sillimanita. Entre os produtos retrometamórficos foram freqüentemente observados biotita e clorita, derivadas da granada, e clorita, derivada da biotita e da cordierita, bem como dos anfibólios, possivelmente por terem reagido com a muscovita (FIGURA 97(e)).

Os litotipos mais comuns, entretanto, são aqueles derivados de rochas básicas. Dentre eles, um primeiro conjunto, de ocorrência mais rara, tem assembléias compatíveis com a fácies epidoto anfibolito a anfibolito, muitas vezes com anfibólios com texturas de equilíbrio meta-estável, semelhantes às descritas nos metabasitos. Estas rochas são caracterizadas pela presença de ferro-actinolita (actinolita) + plagioclásio $\pm$ epidoto $\pm$ clinozoisita $\pm$ quartzo $\pm$ clorita $\pm$ minerais opacos $\pm$ rutilo $\pm$ carbonatos quando em grau mais baixo, e hornblenda verde, ao invés de actinolita, em grau um pouco mais elevado (FIGURA 97(b)). Os plagioclásios têm teor de anortita variando entre oligoclásio e labradorita, predominando a andesina, o que caracteriza o grau metamórfico mais elevado predominante, na fácies anfibolito.

Os minerais retrometamórficos nestas rochas são a clorita, epidotos, actinolita, tremolita, albita ($\pm$ oligoclásio) e calcita. Estes costumam ser bastante abundantes e são compatíveis com a fácies dos xistos verdes (FIGURA 97(f)).

As rochas metavulcanoclásticas de composição básica mais freqüentes são caracterizadas pelo quase total desaparecimento da clorita, da actinolita/ferro-actinolita e dos epidotos, especialmente da clinozoisita, que resta como minúsculos grãos não digeridos dentro dos anfibólios. A hornblenda tipicamente substitui as actinolitas, as ferro-actinolitas e, mais raramente, surge a granada (FIGURA 97(c)). O rutilo também desaparece, dando lugar à ilmenita, que predomina amplamente sobre a titanita. A hornblenda, em geral, tende a composições mais magnesianas, tendo inclusive sido identificada magnésio-hastingsita em uma amostra.

Este conjunto de minerais (bem como as pequenas quantidades de alguns deles, como a clorita e a clinozoisita) indica que o metamorfismo que os afetou foi essencialmente da fácies almandina anfibolito, com assembléias mais raras da fácies epidoto anfibolito.

Em algumas destas rochas, com composição tipicamente básica, a cummingtonita pode estar presente, confirmando o incremento do grau metamórfico. A clorita, quando presente, tem composição magnesiânica e é um componente menor.

Um terceiro conjunto, com assembléias de mais alto grau, é caracterizado pelo aparecimento do

diopsídio, com alguma granada associada, e pela completa ausência de clorita e epidotos nas rochas de composição básica (FIGURA 97(d)), com os minerais retrometamórficos apresentados na FIGURA 97(h).

Em síntese, estas rochas estão, em seu maior volume, na fácies anfibolito médio a alto, com gradações menores para fácies de anfibolito médio a baixo, e muito subordinadamente podendo chegar à epidoto anfibolito.

Caracteristicamente as rochas de menor grau metamórfico têm texturas primárias melhor preservadas, que tendem ao desaparecimento quando alcançam a fácies anfibolito, em concordância com as descrições de Miyashiro (1973) e Winkler (1977).

FIGURA 97 - Paragêneses metamórficas e retrometamórficas das rochas metavulcanoclásticas da Formação Morro da Pedra Preta. Em (a) estão as paragêneses das metavulcanoclásticas biotíticas e cloríticas e em (b) a (d) as paragêneses das demais com o aumento do grau metamórfico. Em (e) a (h) estão as respectivas transformações retrometamórficas. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

Diversos outros litotipos, não representados na FIGURA 97, serão descritos a seguir.

Nos tipos com misturas de rochas carbonáticas, a actinolita e ferro-actinolita são os anfibólios comuns, juntamente com diopsídio e plagioclásio cálcico e, às vezes, com granada, hornblenda, clorita, flogopita e epidotos.

Os metatufos ricos em clorita e, às vezes, sericita, representam quase sempre rochas retrometamorfizadas em zonas de intensa transposição tectônica e hidrotermalismo, atestado pelas reliquias de anfibólios (incluindo cummingtonita) e granadas, quase que totalmente cloritizadas. Intensa redução da granulação dos minerais é verificável, em geral, nestas rochas. Alguns dos litotipos, entretanto, são derivados de antigos tufos finos. As micas podem, nestes casos, ter sido mantidas estáveis na fácies anfibolito, devido à composição da rocha e à f_{O_2} . Estes têm porções bastante aluminosas, inclusive com parte das micas brancas podendo tratar-se de margarita e não sericita, juntamente com cloritas mais magnesianas e talvez aluminosas.

Algumas das rochas muito ricas em epidoto parecem derivadas de antigos tufos finos dacíticos alterados hidrotermalmente, antes ou durante/após o metamorfismo.

Outro conjunto bastante interessante é o dos meta-hialoclastitos de composição básica, com texturas vulcanoclásticas excepcionalmente bem preservadas, o que não seria esperado sob estas condições de metamorfismo tão enérgicas.

Muito embora estas rochas tenham comumente paragêneses da fácies epidoto anfibolito (idênticas às da FIGURA 97(b)), pode ocorrer hornblenda ao invés de actinolita e os plagioclásios são bastante cálcicos, indicando que o metamorfismo alcançou a fácies anfibolito. O que as distingue das demais é a fraca ou até quase ausente transposição tectônica, sugerindo ter sido este o principal motivo da preservação das texturas. De fato, em locais onde a deformação é mais intensa, não só a destruição das texturas é maior, como também são mais abundantes os minerais de mais alto grau.

Os eventos de metamorfismo que afetaram os meta-hialoclastitos são semelhantes aos descritos por Dimroth *et al.* (1983a) em *greenstone belts* do Canadá. Texturas muito semelhantes a estas foram descritas por Dimroth & Lichtblau (1979) em hialoclastitos arqueanos do Canadá. A gênese destas texturas foi explicada pelas transformações produzidas em fundo oceânico e recristalização em baixo grau metamórfico, em analogia com as rochas cenozoicas.

A preservação de fragmentos de antigas amígdalas nestas rochas deve-se ao seu preenchimento calcítico, parcialmente transformado para clinozoisita em regime praticamente estático.

O epidoto pode permanecer estável até a fácies anfibolito médio, após a destruição da clinozoisita em reações que envolvem plagioclásio e anfibólios cálcicos (Miyashiro, 1958). O epidoto está, nestas rochas, comumente envolvendo os fragmentos vulcanoclásticos calcíticos/clinozoisíticos (hialoclásticos e amigdaloidais), indicando ter sido cristalizado, também, durante os eventos retrometamórficos.

2.5 Rochas de Composições Intermediárias a Ácidas - Formação Morro da Pedra Preta

O principal característico destas rochas é a estrutura gnáissica, devido à presença de feldspatos, quartzo, anfibólios e/ou biotita.

Como anteriormente explicado, além de rochas ígneas intrusivas e extrusivas, em parte estas rochas devem ter sido rochas vulcanoclásticas, não tendo sido possível definir precisamente sua origem na maioria dos casos.

Na FIGURA 76 podem ser vistos os diferentes eventos de cristalização dos minerais em relação ao desenvolvimento das foliações metamórficas e, na FIGURA 98, as assembléias minerais dos metamorfismos progressivos e retrometamórfico.

O plagioclásio é geralmente oligoclásio-andesina, cristalizado durante a primeira fase deformacional e no início da segunda. Oligoclásio, com teor de albita mais elevado que o anterior cristalizou-se, essencialmente, durante o desenvolvimento da S_2 e a albita é tipicamente retrometamórfica.

FIGURA 98 - Paragêneses metamórficas (a) e retrometamórficas (b) das rochas meta-intermediárias a meta-ácidas da Formação Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

A hornblenda, bastante comum e até predominante em alguns leitos, tem cores mais escuras e granulação mais grossa, quando do primeiro evento metamórfico, e mais claras e mais finas no segundo, aparentando em parte ter sido cristalizada como finos cristais no início do S_3 .

A presença de granada, a total ausência de clorita e quase total de epidoto caracterizam os dois primeiros eventos metamórficos, ocorridos durante o desenvolvimento da S_1 e S_2 , como da fácies anfibolito.

Os minerais retrometamórficos são também típicos da fácies dos xistos verdes, como actinolita, leucóxênio, clinozoisita, clorita, biotita verde e albita. As hornblendas finas associadas a este evento eventualmente podem ser ferro-actinolitas.

Algumas das poucas rochas de tendência riolítica encontradas têm microclina (provavelmente retrometamórfica) e pertitas. Em uma delas (V-2640-B) tem-se sillimanita formada às expensas de feldspato potássico, plagioclásio e biotita, indicando terem alcançado a zona homônima. Em outra amostra (F-1143-R) há uma total destruição dos feldspatos, provavelmente devido ao metassomatismo de H^+ , restando apenas muscovita e quartzo.

2.6 Rochas Cálcio-Silicáticas

As paragêneses minerais observadas em diversos tipos de rochas carbonáticas, carbonáticas impuras e metamargas submetidas a processos metamórficos regionais ou de contato produzem características assembléias minerais que podem, de maneira geral, ser correlacionadas às paragêneses dos metapelitos encaixantes. Estas paragêneses minerais podem ser avaliadas de acordo com o incremento da pressão e da temperatura (Eskola, 1920; Kennedy, 1949) ou somente da temperatura, na concepção de Bowen (1940).

Entretanto, estas rochas são complexas misturas de materiais geológicos que resultam em intrincados sistemas químicos, muitas vezes não estudados experimentalmente, devido ao elevado grau de liberdade, decorrente de materiais com composições químicas variadas.

Por outro lado, são notórios e bem estudados os equilíbrios divariantes produzidos pelo CO_2 e H_2O (preexistentes ou liberados pelas reações metamórficas), o que faz com que regionalmente as paragêneses de grau metamórfico mais baixo muito frequentemente persistam em áreas de mais alto grau, dificultando ainda mais as correlações com as isógrads observadas nos metapelitos (Vidale, 1969; Carmichael, 1970; Hewitt, 1973b). O mesmo princípio aplica-se para um mesmo afloramento ou conjunto de afloramentos ou, até mesmo, em determinadas bandas da rocha (Vidale & Hewitt, 1973), onde se podem observar assembléias minerais sugestivas de intensidades metamórficas bastante variáveis associadas em espaço físico restrito.

Assim, as assembléias e paragêneses minerais das rochas cálcio-silicáticas devem ser utilizadas sempre com cuidado na determinação do grau metamórfico, muito embora informações importantes, inclusive sobre a fração molar dos fluidos quase sempre possam ser obtidas. No caso de paragêneses compatíveis com pontos invariantes dos sistemas estudados, as informações são bastante mais precisas, mas deve-se, ao utilizá-las, lembrar que os sistemas onde foram definidos são puros, ou seja, raramente encontrados na natureza.

Muitos pesquisadores dedicaram grande volume de trabalhos ao estudo das reações metamórficas que ocorrem nestas rochas, destacando-se: Metz & Trommsdorff (1968), Boettcher (1970), Metz (1970), Storre (1970), Metz & Puhon (1970, 1971), Kerrick (1970, 1974), Gordon & Greenwood (1971), Troll & Gilbert (1972), Storre & Nitch (1972), Hewitt (1973 a, 1973b), Hoschek (1973), Skippen (1974), Puhon & Johannes (1974), Slaughter, Kerrick & Wall (1975), Moore & Kerrick (1976), Winkler (1977), Kearns *et al.* (1980), Petersen, Valley & Essene (1981), entre outros.

Visando simplificar as análises, diversos pesquisadores têm utilizado experimentalmente o sistema $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ para explicar as paragêneses encontradas na natureza, como Storre (1970) e Gordon & Greenwood (1971), por exemplo, às vezes sem a fase fluida CO_2 (Boettcher, 1970), ou incluindo K_2O (como Hewitt, 1973a) ou Na_2O (Frey & Orville, 1974) ou o sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Skippen, 1974; Winkler, 1977).

Todavia, a influência de componentes importantes, como Fe_2O_3 , FeO , MnO , F e Cl em geral não tem sido estudada experimentalmente, mas tem sido pesquisada em paragêneses naturais de diversas partes do mundo. A estas foram extrapolados os dados experimentais dos "sistemas puros" e correlacionados, em termos de pressão e temperatura, ou, ainda, com dados de outras litologias, tais como de metapelitos que comumente encaixam as rochas carbonáticas. Alguns trabalhos foram efetuados neste sentido por Troll & Gilbert (1972), Thompson (1975), Moore & Kerrick (1976), Valley & Essene (1980a, 1980b) e Petersen, Valley & Essene (1981), mas sem considerar os vários componentes químicos anteriormente citados, para evitar-se a complexidade de equilíbrios trivariantes ou de maior ordem.

Há, na Serra do Itaberaba, litotipos com associações minerais bastante variadas, produto de misturas distintas de calcários e dolomitos com pelitos, tufos, precipitados químicos ricos em ferro, manganês e boro e, talvez, até de potássio e sódio. A descrição das reações e dos processos metamórficos será, desta forma, efetuada por grupos litológicos e de acordo com seu posicionamento litoestratigráfico.

2.6.1 Formação Nhanguçu

a) **Rochas carbonáticas com assembléias minerais ricas em calcita/dolomita e quartzo, com quantidades variáveis de flogopita, tremolita, clinozoisita e, subordinadamente, diopsídio, clorita, actinolita, escapolita, plagioclásio e feldspato potássico.**

Os minerais das rochas deste grupo, juntamente com os do grupo seguinte, têm seus eventos de cristalização relacionados com o desenvolvimento das foliações metamórficas apresentados na FIGURA 81. As paragéneses minerais deste grupo estão representadas na FIGURA 99, bem como os principais minerais retrometamórficos (indicados pelas setas).

As assembléias minerais encontradas foram as seguintes:

- carbonato + quartzo + flogopita + clinozoisita
- carbonato + flogopita + quartzo + clorita + epidoto
- carbonato + flogopita + quartzo + epidoto + microclina + clorita
- carbonato + quartzo + tremolita/actinolita + epidoto
- carbonato + tremolita + epidoto* + clorita + plagioclásio + quartzo
- carbonato + tremolita + diopsídio + epidoto* + escapolita

A calcita, identificada opticamente e através de difração de raios X, é quase sempre o único carbonato presente, mas, em algumas amostras, pode ocorrer dolomita subordinada, e nas PB-3089-A e PB-3089-B há, possivelmente, calcita e dolomita ricas em ferro e manganês e, talvez, carbonatos destes elementos.

A clorita nestas rochas é, em geral, magnesiana e apresenta transformações para flogopita. O plagioclásio é bastante cálcico, mas a falta de geminação e a granulação não permitiram uma caracterização precisa. A granulação muito fina impediu também a identificação mais precisa do mineral do grupo do epidoto em algumas das amostras, neste caso estando listado com asterisco.

A flogopita que ocorre nas três primeiras paragéneses pode ter sido formada segundo:

Esta reação foi estudada experimentalmente por Puhon & Johannes (1974) à $P_f = 1 \text{ kb}$ e por Puhon (1975, em: Winkler, 1977), a altas pressões. Os autores verificaram que a reação dá-se aproximadamente paralelamente à reação (1) das FIGURAS 100 e 101, a temperaturas um pouco inferiores (cerca de $20^\circ\text{--}10^\circ\text{C}$ para uma dada P_f e X_{CO_2}), ou seja, a flogopita cristaliza-se antes do talco. Puhon & Johannes (1974) encontraram também temperaturas mais elevadas, como 520°C para $X_{\text{CO}_2} = 0,90$, em função de variações no método experimental utilizado.

O feldspato potássico necessário como reagente pode ter tido origem detrítica, como atestado por al-

gumas texturas, ou autigênica, como considerado por Kastner (1971). A autora considerou que a microclina, apesar de ser um mineral autigênico muito freqüente em calcários e dolomitos, é pouco citada na literatura, por ocorrer em teores relativamente baixos e devido às dificuldades metodológicas no estudo destes minerais. Albita de baixa temperatura é também comum, muitas vezes cristalizada juntamente com o feldspato potássico sobre feldspatos detriticos, que podem, desta forma, pelo menos em parte, constituir a origem do feldspato nas rochas da Serra do Itaberaba, uma vez que grãos de quartzo arredondados, detriticos, foram identificados em algumas rochas.

Assim, a presença de flogopita nas três primeiras paragêneses, especialmente na terceira, com microclina, indicam temperaturas de formação desde baixas em pressões baixas (cerca de 380°C para $P_T = 1$ kb, com X_{CO_2} mínimo = 0,35), compatível com a fácies dos xistos verdes, até intermediárias, de cerca de 580°C para $P_f = 5$ kb, com $X_{CO_2} \approx 0,83$, como pode ser deduzido das FIGURAS 100 e 101.

A presença de epidoto nestas paragêneses indica baixíssima X_{CO_2} , o que implicaria em temperaturas talvez inferiores a 450°C, mesmo a pressões de 5 kb para formação da flogopita (FIGURA 101). Entretanto, as temperaturas devem ter sido mais elevadas que isto, pois a flogopita cristalizou-se antes que os epidotos e estes continuaram cristalizando após terminada a cristalização da mica, indicando perda gradativa do CO_2 , e/ou introdução de água no sistema, em processos semelhantes aos descritos por Hewitt (1973b)* em calcários micáceos.

FIGURA 99 - Paragêneses metamórficas progressivas e retrometamórficas (indicadas pelas setas) das rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

A falta de talco em qualquer dos litotipos indica que, caso existam rochas com composição química adequada para sua formação, os limites da sua estabilidade foram ultrapassados (FIGURAS 100 e 101), ou seja, a flogopita define a temperatura em que começaram a ser cristalizados os minerais atualmente presentes na rocha.

A quantidade relativamente pequena de dolomita e de feldspato potássico em algumas das rochas, especialmente as do Corpo Norte (I20), de águas mais profundas, pode ser uma das razões do excesso de calcita existente, por esta ser geralmente estável em presença de quartzo até em temperaturas mais elevadas, correspondentes ao grau alto (Winkler, 1977; Turner, 1981). A falta da paragénesis dolomita + quartzo estável, de X_{CO_2} relativamente elevada, até a temperaturas um pouco maiores do que 550°C e $P_T = 3$ kb, compatível com o campo

de estabilidade da estauroлита (Metz & Puhon, 1970, 1971), sugere que estas condições metamórficas foram alcançadas durante o desenvolvimento da S_1 e da S_2 e a falta de composições com excesso de dolomita sobre quartzo.

O limite superior da estabilidade da flogopita foi estudado por Hoschek (1973) com a quebra dando-se segundo:

Com $X_{\text{CO}_2} = 0,75$, o autor encontrou temperaturas de $523 \pm 10^\circ\text{C}$, $585 \pm 10^\circ\text{C}$ e $625 \pm 10^\circ\text{C}$ para, respectivamente, pressões de 2, 4 e 6 kb ($\pm 5\%$). Considerando-se a variação do grau metamórfico na FIGURA 89, a flogopita pode ter-se mantido estável durante os primeiros eventos deformacionais.

FIGURA 100 - Principais reações metamórficas em rochas carbonáticas silicosas (copiado de Winkler, 1977), segundo Metz & Trommsdorff (1968), com as modificações de Metz (1970) e de Metz & Puhon (1970, 1971), introduzidas por Winkler (1977).

A estabilidade da muscovita em rochas com calcita foi estudada por Hewitt (1973a). A quebra da muscovita deu-se à temperatura de $660^{\circ} \pm 5^{\circ}\text{C}$, à pressão de 7 kb, a $584^{\circ} \pm 4^{\circ}\text{C}$ a 6 kb, a $553^{\circ} \pm 7^{\circ}\text{C}$ a 4 kb e a $475^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ a 2 kb, segundo:

Um ponto invariante com a reação (96) foi encontrado por Hewitt (1973a) à temperatura de 550°C e pressão de 6 kb, com $X_{\text{CO}_2} = 0,09 \pm 0,03$. Esta reação pode ter sido responsável pela produção do plagioclásio e da microclina em associação, observada em algumas amostras.

Ressalta-se, neste contexto, que a presença de flúor ou de Fe^{2+} estende muito os campos de estabilidade da flogopita e da tremolita (Valley & Essene, 1980a, 1980b; Petersen, Valley & Essene, 1981). O flúor, em teores relativamente elevados, foi observado através das análises químicas e o Fe^{2+} , pela própria presença da actinolita em algumas amostras.

FIGURA 101 - Diagrama isobárico de $T-X_{\text{CO}_2}$ com $P_f = 5 \text{ kb}$ (copiado de Winkler, 1977) para reações em dolomitos silicosos (Metz, 1973, em: Winkler, 1977).

A falta de feldspato potássico, que normalmente é produzido pela quebra da flogopita, também au-

sente nas últimas três das assembléias minerais observadas, pode indicar que o controle para formação dos minerais é químico, ou seja, estas rochas não têm flogopita devido à falta de potássio ou à P_{CO_2} , sendo que, nestas circunstâncias, poderia ter sido formado talco e ter sido ultrapassado seu campo de estabilidade. A tremolita poderia cristalizar-se, segundo Metz & Trommsdorff (1968) e outros autores, de acordo com:

As condições de equilíbrio destas reações, quanto a $P \times T^\circ$ e X_{CO_2} , podem ser vistas nas FIGURAS 100 e 101 (reações nº 2 a 5). Para pressões mais elevadas ($P_f = 5 \text{ kb}$), as condições metamórficas que geraram as rochas são compatíveis com as da fácies anfibolito (FIGURA 101), muito embora, a baixas pressões (FIGURA 100) e com X_{CO_2} baixo, a cristalização da tremolita, segundo as reações acima, poderia ter ocorrido na fácies dos xistos verdes a epidoto anfibolito.

Slaughter, Kerrick & Wall (1975) observaram que as temperaturas obtidas por Metz & Trommsdorff (1968) para estas reações são relativamente mais elevadas que as definidas por outros autores. Skippen (1974) já havia justificado estas temperaturas mais elevadas como devidas à composição química dos reagentes utilizados, talco e tremolita naturais da Suíça, que possuem elevados teores de flúor e, portanto, estendem o campo de estabilidade dos minerais. Diversos outros autores utilizaram como reagentes materiais sem flúor, obtendo temperaturas mais baixas.

A determinação do ponto invariante (I) das FIGURAS 100 e 101 em metassedimentos calcítico-dolomíticos de Windhoek (Damara Belt, Sudoeste da África), encaixados em rochas com cianita e estauroлита, indicou, para Puhan & Hoffer (1973), que as rochas teriam sido formadas acima da $P_f = 5,5 \text{ kb}$, a temperaturas mínimas de 590°C . As paragêneses das rochas cálcio-silicáticas da Formação Nhanguçu são semelhantes às do Damara, assim como às dos metapelitos associados, o que indicaria condições metamórficas semelhantes para ambos durante o desenvolvimento da S_1 . Entretanto, falta o talco (que deveria estar presente no ponto invariante (I)) nos litotipos da Formação Nhanguçu indica temperaturas um pouco mais elevadas para qualquer pressão de fluidos considerada.

O diopsídio, cristalizado apenas durante o desenvolvimento da S_1 e formado às expensas da tremolita, indica um grau metamórfico mais elevado e poderia ter-se formado, segundo Metz & Trommsdorff (1968) através das reações:

Em condições de P_{H_2O} muito baixas, a reação (105), proposta por Metz & Puhan (1978, em: Winkler, 1977), representada como reação (8) na FIGURA 102, poderia ocorrer:

A ausência de dolomita sugere que as reações (103) e (105) podem ter sido importantes na cristalização do diopsídio em algumas das rochas, muito embora a presença de dolomita em pequenas quantidades em

outras sugira que a reação (104) possa também ter ocorrido. A última das assembléias minerais, apesar da falta de quartzo, indica que o ponto invariante (II) das FIGURAS 101 e 102 foi alcançado, o que define temperaturas de formação das rochas de 445°C à $P_f = 1$ kb a 625°C à $P_f = 5$ kb.

Kearns *et al.* (1980) verificaram que a reação (103) processou-se, nas margas Franklin (Orange Country, New York), à $P_f = 5$ kb, a temperaturas superiores, em cerca de 100°C (podendo alcançar 150°C) a mais que os 650°C normalmente admitidos, devido à presença de flúor e cloro nos litotipos. Desta forma, rochas com teores elevados de flúor podem ter tremolita estável teoricamente até a fácies granulito.

Segundo Metz (1970), a cristalização do diopsídio nas rochas silicosas-carbonáticas magnesianas dá-se quase que exclusivamente através da reação (103) (reação (6) nas FIGURAS 100, 101 e 102) que ocorre em um amplo intervalo de X_{CO_2} com pouca variação da temperatura.

Todavia, o ponto invariante (III) não foi alcançado, pois não houve cristalização de forsterita, indicando, para $P_f = 1$ kb, que as temperaturas foram inferiores a 552°C, e a cerca de 700°C para $P_f = 5$ kb. Temperaturas ainda mais baixas seriam obtidas para X_{CO_2} mais baixos, conforme definido pela reação (10) da FIGURA 100 ou (11) da FIGURA 101, ou seja, a forsterita poderia cristalizar-se até a cerca de 520°C à $P_f = 1$ kb e 640°C à $P_f = 5$ kb, com $X_{CO_2} \approx 0,1$.

FIGURA 102 - Detalhe ampliado da FIGURA 100, para reações com X_{CO_2} elevada e $P_f = 1$ kb, de diagrama isobárico para algumas reações de rochas carbonáticas silicosas (copiado de Winkler, 1977).

A cristalização do diopsídio poderia dar-se também, segundo Hewitt (1973b), segundo:

Eventualmente a flogopita poderia ter sido consumida através da reação (106), mas não ocorrem feldspatos potássicos nestas rochas. Entretanto, é mais provável que tenha também sido cristalizado o diopsídio segundo a reação (107), produzindo também epidoto. Segundo o autor acima, em $P_T = 6 \text{ kb}$ e $X_{\text{CO}_2} \approx 0,75$, ambas reações ocorrem a temperaturas superiores a 610°C . Em rochas do Connecticut (EUA) foram observadas estas paragéneses em litotipos no limite superior da zona da cianita, acima da zona da estaurolita.

Hewitt (1973b) verificou ainda que se o teor de Al_2O_3 é alto (ao redor de 10%), juntamente com elevados teores de CaCO_3 , forma-se plagioclásio com teor de $\text{An}_{32}\text{-An}_{68}$ e, quando o alumínio está presente e teores mais baixos, cristaliza-se clorita, por ser esta a única fase mineral capaz de incorporar o excesso de Al_2O_3 , mesmo em presença de biotita. Isto pode explicar a presença de clorita associada à flogopita em algumas assembléias onde não ocorre o plagioclásio.

A existência da escapolita (na última assembléia) parece definir, caso as composições químicas sejam adequadas, juntamente com o diopsídio, o mais alto grau alcançado por estes litotipos e deve ter sido cristalizada a partir do plagioclásio, na fácies anfibolito superior (Winkler, 1977).

O conjunto destas rochas indica que algumas preservam ainda assembléias minerais compatíveis com a fácies epidoto anfibolito, enquanto outras atestam que o conjunto tenha alcançado a parte superior da fácies anfibolito. Em parte, isto pode ser explicável pelos equilíbrios locais que podem ocorrer nas rochas pela longa variação na pressão e composição dos fluidos, incluindo também as diferentes composições dos protolitos, o que justamente provoca paragéneses diferentes de banda para banda na mesma rocha (Hewitt, 1973b; Valley & Essene, 1980a, 1980b; Petersen, Valley & Essene, 1981).

As condições mais precisas de P_T e T que as afetaram não puderam ser precisamente determinadas, mas se considerados os limites mínimos e máximos das pressões sugeridas pelas paragéneses dos metapelitos, ou seja, em 3 kb e 5 kb, as temperaturas alcançadas variariam entre cerca de $595^\circ - 635^\circ\text{C}$, para a curva média da paragéneses diopsídio + tremolita + calcita + quartzo da FIGURA 103. As condições mínimas ultrapassadas são definidas pela paragéneses (I) da mesma figura, ou seja, maiores que 565°C ou 605°C .

Estes dados são semelhantes aos definidos através dos demais litotipos e são associações muito semelhantes às descritas por Hewitt (1973b), onde ocorreriam as reações de mais baixo grau na zona da estaurolita e as de mais alto grau no final da zona da cianita e na zona da sillimanita.

Mármore calcíticos e dolomíticos com flogopita + tremolita, além da grafita, turmalina-uvita e quartzo (sem diopsídio), que recobrem o granito Canton, situado nas proximidades de Nova Iorque, petrograficamente parecidos com os da Formação Nhanguçu, foram descritos por Ross (1980). Medidas de MgCO_3 em soluções sólidas na calcita, através de raios X, indicaram para estas rochas temperaturas de formação próximas de 480°C , e de $630^\circ \pm 30^\circ\text{C}$, quando calculada por outros métodos. A determinação da temperatura através dos teores de MgCO_3 em calcita tendem a indicar, efetivamente, temperaturas um pouco mais baixas que as normalmente admitidas pelas extrapolações de sistemas experimentais, como os analisados anteriormente. De qualquer modo, as rochas da Formação Nhanguçu têm também diopsídio, o que indica temperaturas mais elevadas que os 480°C propostos por Ross (1980).

Durante a segunda fase de deformação, as rochas foram submetidas a condições de metamorfismo relativamente semelhantes, não tendo, entretanto, alcançado a fácies mais alta, ou seja, não se cristalizaram diopsídio ou escapolita.

O evento retrometamórfico é caracterizado pela recristalização de carbonatos, tremolita (actinolita) e, principalmente, de epidoto/clinozoisita, clorita e talco, que se formou a partir de diopsídio e principalmente do anfibólio (assim como a clorita), indicando condições compatíveis com a fácies dos xistos verdes (Winkler, 1977).

b) Rochas constituídas essencialmente por flogopita, quartzo, clinozoisita/epidoto, tremolita/actinolita e subordinadamente minerais opacos, granada, biotita, cordierita, plagioclásio e cummingtonita

O segundo conjunto litológico caracteriza-se pelas seguintes assembléias minerais:

- flogopita + quartzo + epidoto + granada
- flogopita + quartzo + actinolita
- flogopita + quartzo + epidoto
- flogopita/biotita + quartzo + cordierita
- tremolita (actinolita) + epidoto + diopsídio + quartzo + feldspato potássico
- epidoto + tremolita (actinolita) + cummingtonita + feldspato potássico

Uma amostra deste conjunto, sem flogopita, foi quimicamente analisada, evidenciando teores altos de CaO e MgO (respectivamente 15,68% e 13,92%), com quantidades significativas de Al_2O_3 , Fe_{total} , MnO e K_2O (amostra F-360-A-R, TABELA 20 - ANEXO IX). Para o estudo destas rochas são necessários complexos sistemas experimentais, sujeitos a erros consideráveis, o que faz com que poucos estudos tenham sido feitos e mesmo estes, sempre em sistemas parciais, como destacado por Kerrick (1974).

Alia-se também às dificuldades experimentais, a escassez de descrições petrográficas detalhadas destes litotipos na literatura, o que provoca o direcionamento dos estudos petrológicos sempre para os sistemas passíveis de mais ampla extrapolação, ou seja, para as paragêneses naturais de ocorrência mais freqüente.

Com estas ressalvas, a cristalização da flogopita nas assembléias destacadas pode ter ocorrido segundo a reação (Puhan & Johannes, 1974; Puhan, 1975, em: Winkler, 1977):

Esta reação é comum para formação das assembléias ricas em flogopita a partir de margas dolomíticas ricas em feldspato potássico detrítico e/ou autigênico e, muito provavelmente, argilominerais e micas, já em condições de fácies dos xistos verdes. Todavia, além de não ter sido observada a calcita, há a coexistência da flogopita com minerais do grupo do epidoto, o que indica X_{CO_2} bastante baixo ($<0,3$, segundo Storre, 1970; Storre & Nitsch, 1972; Hewitt, 1973b; Valley & Essene, 1980a, 1980b), ou seja, deve ter havido pouco carbonato no sedimento original.

A cristalização dos minerais, relativamente ao desenvolvimento das foliações metamórficas pode ser visto na FIGURA 81.

FIGURA 103 - As paragéneses (I) e (6) definem a faixa onde pode ter ocorrido o metamorfismo das rochas carbonáticas silicosas das formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta (copiado de Winkler, 1977). As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

De modo geral a reação pode processar-se já em pressões e temperaturas mais baixas, como verificado por Rice (1977) nas partes externas da auréola de contato do granodiorito Marysville (EUA). A cristalização da flogopita em temperaturas relativamente baixas foi aqui indicada pelas inclusões de flogopita, quartzo e minerais opacos no epidoto, que pode permanecer estável, com X_{CO_2} ainda baixo, até temperaturas mais elevadas.

Na compilação de dados feita por Kerrick (1974), reproduzida na FIGURA 104, pode-se observar que a associação flogopita + zoisita + quartzo é estável a 7 kb de pressão de fluidos entre as reações (12) e (13) a aproximadamente 590°C e 620°C nos pontos (C) e (B), ou a 600°C-630°C, com X_{CO_2} muito baixo. Pressão total tão elevada não foi alcançada na área, o que abaixaria sensivelmente estas temperaturas de formação. A presença de ferro, manganês, flúor e outros elementos não deve ser, entretanto, menosprezada nestes equilíbrios, pois podem também alterar em muito estes valores.

A presença de granada em algumas das amostras pode indicar, em se tratando de composições mais

ratura do evento metamórfico associado à S_1 .

A presença de cordierita, ocorrendo em rochas com maior contribuição pelítica deste conjunto, sem referências na bibliografia, pode estar relacionada ao incremento térmico observado ao final da S_1 .

O epidoto fino, gerado concomitantemente à flogopita, em equilíbrio com quartzo, é o mais comum, mas também houve cristalização de epidotos como porfiroblastos após o desenvolvimento da S_1 e da S_2 , provavelmente pela redução de P_{CO_2} , da pressão e da temperatura.

A presença de cummingtonita indica, possivelmente, composições químicas específicas para algumas destas rochas. Tendo sido cristalizada posteriormente à tremolita-actinolita, pôde-se deduzir que suas condições de formação são as de mais alta temperatura e pressão, talvez no campo de estabilidade do diopsídio, com cristalização após a eliminação dos carbonatos.

De modo geral, as condições metamórficas podem ser consideradas semelhantes às do conjunto anterior, apesar da maior complexidade caracterizada pelas assembléias minerais destes litotipos.

Os principais minerais retrometamórficos são flogopita, biotita e minerais do grupo do epidoto, formados a partir de tremolita e actinolita.

Estas reações deram-se na fácies dos xistos verdes e a cristalização da biotita indica a mobilidade do potássio, que pode ter sido introduzido metassomaticamente nestas rochas.

2.6.2 Formação Morro da Pedra Preta

Este terceiro e último conjunto de rochas cálcio-silicáticas reveste-se de maior importância no estudo das reações metamórficas por estar mais amplamente distribuído na área e por possuir uma vasta gama de assembléias minerais, possibilitando o estudo das variações locais das condições do metamorfismo, bem como de reações diversas, vinculadas com composições químicas variadas.

São rochas formadas principalmente por actinolita, plagioclásio, diopsídio, epidoto e clinozoisita, com flogopita, feldspato potássico, quartzo e tremolita subordinados e hornblenda, calcita, granada e biotita mais raras. Sendo formadas essencialmente por minerais cálcio-silicáticos, distinguem-se dos litotipos da Formação Nhanguçu, que têm carbonatos ou flogopita abundantes.

Muitas destas rochas, ou bandas delas, são compostas essencialmente por epidotos, constituindo epidotitos, segundo a redefinição de Flaw (1951).

Os minerais do grupo do epidoto, presentes em grande parte das assembléias, são muitas vezes de difícil identificação devido à granulação, mas comumente são clinozoisita e epidoto e muito mais raramente zoisita.

As assembléias minerais encontradas são as seguintes:

- epidoto + actinolita + plagioclásio
- epidoto + actinolita + quartzo + carbonato
- epidoto + hornblenda + quartzo
- epidoto + hornblenda + quartzo + flogopita
- epidoto + tremolita/actinolita + feldspato potássico + plagioclásio
- epidoto + diopsídio + tremolita/actinolita + quartzo + plagioclásio

- clinozoisita + quartzo + tremolita
- clinozoisita + diopsídio + quartzo + plagioclásio
- clinozoisita + quartzo + actinolita + diopsídio + plagioclásio
- tremolita/actinolita + epidoto
- tremolita/actinolita + epidoto + feldspato potássico
- tremolita/actinolita + epidoto + plagioclásio + flogopita
- tremolita/actinolita + epidoto + plagioclásio + muscovita
- tremolita/actinolita + plagioclásio + flogopita + feldspato potássico + epidoto
- tremolita/actinolita + diopsídio + epidoto + feldspato potássico + plagioclásio
- tremolita + diopsídio + clinozoisita + flogopita + plagioclásio
- actinolita/hornblenda + diopsídio + plagioclásio + feldspato potássico + granada + escapolita + epidoto
- tremolita/actinolita + epidoto + flogopita + diopsídio + granada + feldspato potássico + plagioclásio + quartzo
- tremolita/actinolita + diopsídio + plagioclásio + feldspato potássico + epidoto + flogopita + carbonato
- tremolita/actinolita + epidoto + diopsídio + flogopita + feldspato potássico + plagioclásio
- actinolita + epidoto + feldspato potássico
- actinolita + diopsídio + epidoto + feldspato potássico
- actinolita + diopsídio + epidoto + tremolita + plagioclásio
- actinolita + tremolita + plagioclásio + biotita + epidoto
- actinolita + clinozoisita + plagioclásio + feldspato potássico
- actinolita + clinozoisita + feldspato potássico + plagioclásio + carbonato
- actinolita + epidoto + plagioclásio + feldspato potássico + quartzo
- actinolita + epidoto + quartzo + plagioclásio
- actinolita + epidoto + feldspato potássico + quartzo
- actinolita + plagioclásio + epidoto + flogopita
- actinolita + plagioclásio + quartzo + granada + clorita
- actinolita + plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + epidoto + flogopita + carbonato
- actinolita + feldspato potássico + turmalina + epidoto + carbonato + biotita + flogopita
- actinolita + plagioclásio + quartzo + carbonato + biotita + clorita + epidoto
- actinolita + plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + diopsídio + epidoto + flogopita + calcita
- ferro-actinolita/hornblenda + diopsídio + feldspato potássico + plagioclásio + biotita + epidoto
- actinolita/hornblenda + diopsídio + epidoto + flogopita + feldspato potássico + plagioclásio
- actinolita/hornblenda + diopsídio + epidoto + feldspato potássico
- hornblenda + feldspato potássico + plagioclásio + diopsídio + quartzo
- diopsídio + plagioclásio + epidoto + tremolita + flogopita
- diopsídio + plagioclásio + clinozoisita + feldspato potássico + actinolita + carbonato
- diopsídio + tremolita/actinolita + clinozoisita + plagioclásio + flogopita + carbonato
- diopsídio + tremolita/actinolita + flogopita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico

- diopsídio + flogopita + epidoto + feldspato potássico + plagioclásio
- diopsídio + flogopita + epidoto + feldspato potássico + actinolita + clorita + plagioclásio
- diopsídio + feldspato potássico + carbonato + hornblenda + plagioclásio + flogopita
- diopsídio + flogopita + actinolita + feldspato potássico + plagioclásio + epidoto
- diopsídio + flogopita + tremolita/actinolita + epidoto + plagioclásio
- diopsídio + actinolita + plagioclásio + flogopita + clinozoisita + carbonato
- diopsídio + epidoto + clorita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + tremolita/actinolita

A relação dos minerais com as foliações metamórficas estão apresentadas na FIGURA 77 e as possíveis paragéneses minerais, na FIGURA 105.

Muitas destas paragéneses encontram-se lado a lado, em bandas e lâminas da rocha, em um mesmo afloramento ou, até mesmo, na escala de secções delgadas, devido às diferentes composições químicas do sedimento original (incluindo elementos menores como o F, Fe^{2+} , Mn, etc.) e às variações nas composições e nas pressões dos fluidos, especialmente quanto às proporções de H_2O e CO_2 , caracterizando típicos equilíbrios em mosaico, de modo análogo às descrições de Hewitt (1973b), dentre outros.

As paragéneses minerais desta Formação indicam graus metamórficos semelhantes aos já descritos para as rochas carbonáticas silicosas da Formação Nhanguçu, mas as proporções em que os minerais ocorrem são bastante distintas entre as rochas das duas formações.

FIGURA 105 - Paragéneses metamórficas e retrometamórficas das rochas cálcio-silicáticas da Formação Morro da Pedra Preta. As abreviações estão listadas na FIGURA 93.

Nas bandas ricas em epidotos, o quartzo tende a ser mais abundante, o que indicaria condições metamórficas baixas a moderadas. Winkler (1977) observou que a cristalização dos epidotos pobres em ferro (zoisita e clinozoisita) ocorre a temperaturas aproximadas de 350°-400°C, sob condições de grau metamórfico fraco.

Desconsiderando-se os epidotos cristalizados retrometamórficamente e aqueles desenvolvidos em rochas mais deformadas, estes minerais devem ter sido cristalizados nas fases iniciais do metamorfismo, pois comumente restam como inclusões em minerais de mais alto grau metamórfico, como nos anfibólios e no diopsídio.

Harpum (1954), ao estudar a formação de epidotos em diversas rochas da região de Tanganyika (África), verificou que epidoto precede a clinozoisita e esta a zoisita com o aumento do grau metamórfico e que havia a presença de mais de um dos minerais em uma mesma rocha, sugerindo equilíbrios meta-estáveis, que poderiam ser relacionados a diferentes eventos metamórficos. Constatou ainda que em zonas afetadas por *stress* mais intenso, a cristalização da clinozoisita é favorecida. As mesmas interpretações podem ser aplicáveis para as texturas das rochas cálcio-silicáticas (e dos metabasitos já discutidos) da Formação Morro da Pedra Preta.

Em várias amostras foram verificados núcleos mais ricos em ferro nos epidotos, o que indicaria, segundo Holdaway (1972), que não houve participação de zeólitas na sua formação, e sim, que os silicatos de cálcio e alumínio, reagiram com minerais de ferro. Em condições de baixo grau metamórfico, a clinozoisita e o epidoto são estáveis e suas composições são controladas pela composição química da rocha e pela f_{O_2} . Estes dois minerais normalmente reagem com a albita no início da fácies almandina anfibolito, mas, em função da razão Na/Ca da rocha total, eles podem permanecer estáveis. Em rochas mais cálcicas, a reação divariante com o plagioclásio permite que os epidotos permaneçam estáveis até o grau alto (até a zona da sillimanita), o que pode explicar algumas das paragêneses listadas anteriormente. Esta estabilidade só é reduzida pela molécula albita do plagioclásio, pela $P_{H_2O} < P_T$ e se o ambiente for redutor.

A ocorrência de zoisita é mais rara e é melhor documentada em rochas calcárias impuras e xistos pelíticos carbonáticos sob pressões média e alta de metamorfismo Barrowiano, sempre precedida pelo epidoto (Holdaway, 1972), tal como verificado na região da Serra do Itaberaba.

O limite superior de estabilidade da zoisita é mais alto que o da clinozoisita segundo Holdaway (1972). O autor considerou a zoisita estável até à temperatura de $635 \pm 75^\circ\text{C}$ com $P = 3 \pm 1$ kb.

Apesar de praticamente não haver zoisita nestas rochas cálcio-silicáticas, o limite superior da sua estabilidade, à $P_T = 7$ kb, é pouco maior que 700°C , como pode ser visto na reação (5) da FIGURA 104. Para uma pressão de fluidos de 2 kb, o ponto (A) situa-se aproximadamente na temperatura de 600°C e o ponto (B) a cerca de 550°C .

A presença de granada em algumas amostras, bem como o diopsídio muito freqüente, indica que temperaturas intermediárias entre os 700°C (à $P_f = 7$ kb) e 600°C (à $P_f = 2$ kb) devem ter sido alcançadas, considerando-se como $P_{T_{\text{mínima}}} = 5$ kb, definida pela presença de cianita nos metapelitos encaixantes das rochas cálcio-silicáticas.

As reações de formação da flogopita, da tremolita e do diopsídio com a elevação do grau metamórfico já foram anteriormente descritas, cabendo ressaltar, ainda, a presença bastante freqüente nas rochas deste conjunto de actinolita, ferro-actinolita e até mesmo hornblenda, refletindo as variações do sistema químico original.

O diopsídio está em paragênese com epidoto, microclina e, às vezes, plagioclásio, inclusive estando distribuído nas suas bordas, o que não ocorre nas rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu. Muito comumente os cristais de diopsídio são ricos em finíssimas inclusões de minerais opacos, conferindo-lhes um aspecto "sujo". Estas texturas são sugestivas de que sua cristalização pode ter-se dado através da reação (106), com excesso de ferro da biotita constituindo os minerais opacos:

A zoisita originalmente gerada poderia ter sido transformada para clinozoisita ou epidoto com a atenuação dos processos metamórficos. Muitas vezes, nota-se que estes diopsídios têm composições mais salíticas,

confirmadas pela sua transformação retrometamórfica para epidoto. O ferro também altera a estabilidade da actinolita e do diopsídio (Valley & Essene, 1980a, 1980b) e a transformação retrometamórfica para o epidoto é também fortemente dependente da f_{O_2} , implicando em reequilíbrios locais, além daqueles definidos pela composição química da rocha, pressão e temperatura.

Os plagioclásios, bastante comuns nestas rochas, têm teor de anortita elevado variando entre andesina e bytownita.

O aumento do teor de anortita nos plagioclásios de rochas cálcio-silicáticas com o aumento da temperatura é, segundo Winkler (1977) um fenómeno complexo, que somente pode ocorrer em partes da rocha onde há os reagentes disponíveis. Portanto, não é possível estabelecer condições metamórficas mais elevadas para rochas com plagioclásios mais cálcicos, como é possível para os metabasitos.

Notou-se, ainda, a presença de muscovita em algumas das rochas, muito semelhantes aos litotipos descritos por Hewitt (1973b), para os quais foi sugerida formação em eventos metamórficos de mais baixo grau ou retrometamórficos, a partir de:

Destaca-se ainda nestas rochas a presença de algumas texturas que permitiram a definição das condições físicas dos diferentes eventos metamórficos:

- 1) A geração do diopsídio deu-se principalmente no final do desenvolvimento da S_1 , continuando após cessadas as deformações, pois são mais comuns as S_1 retilíneas que as flexionadas. Ambas foram rotacionadas pela S_2 , ao final da qual também desenvolveu-se diopsídio, mas não tão profusamente. Entre as inclusões minerais, restos instáveis de anfibólios são muito frequentes.
- 2) A maioria do feldspato potássico está representada por cristais límpidos de microclina, com geminação em grade, mas outros são pertitas transformadas para microclina, estes implicando, segundo Miyashiro (1973), que o feldspato foi homogeneizado a temperaturas relativamente altas, formando ortoclásio, e com resfriamento regional ou, com o retrometamorfismo, teve a molécula albita exsolvida. Tais texturas podem também estar relacionadas a rochas mais ricas em sódio.
- 3) A granada, em alguns casos, formou-se juntamente com diopsídio, ambos em relações paragenéticas com epidoto.
- 4) O incremento do teor de diopsídio faz com que o plagioclásio e a microclina se tornassem mais abundantes, sugerindo ter ocorrido a reação (106).
- 5) O diopsídio formado a partir dos anfibólios anteriores, portadores de ferro, tem abundantes inclusões de minerais opacos e pode, muitas vezes, ter composições próximas à da salita.

As diferentes composições químicas e as deformações mais concentradas em determinadas bandas ou faixas podem ter sido responsáveis pela geração de diferentes assembléias minerais. A geração dos fluidos pelas

reações metamórficas, em proporções variáveis em diferentes locais, suas remoções em zonas de descontinuidade, ou a introdução de outros elementos químicos (semelhante aos zoneamentos provocados pelo movimento diferencial de potássio, cálcio, magnésio e possivelmente alumínio, verificados por Vidale (1969), em leitos carbonáticos intercalados em xistos de New York e New England), tanto nos eventos do metamorfismo progressivo como nos eventos retrometamórficos, foram, sem dúvida, importantes fatores na geração destes litotipos e suas interrelações.

A principal distinção com relação às rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu, mantidas as ressalvas efetuadas quando da discussão dos metapelitos, é que a pressão total (considerada como pressão de fluidos), que pode ter sido relativamente mais alta, o que teria, em função dos equilíbrios divariantes, produzido as mesmas paragêneses críticas a temperaturas mais elevadas nos litotipos cálcio-silicáticos da Formação Morro da Pedra Preta.

Alguns trabalhos efetuados em rochas cálcio-silicáticas, com resultados que podem ser correlacionados com os aqui encontrados, serão apresentados a seguir, visando corroborar as conclusões deduzidas nesta análise.

Winchester (1972) observou que na série Moinian dos Scottish Highlands ocorrem gnaisses cálcio-silicáticos associados a mármore cristalinos. Rochas com plagioclásio cálcico e hornblenda foram correlacionadas à zona da cianita e as com plagioclásio cálcico e piroxênio à zona da sillimanita de um evento metamórfico do tipo Barrowiano, em paragêneses semelhantes às encontradas na Serra do Itaberaba, apesar dos diferentes litotipos associados. A correlação destas paragêneses com a dos metapelitos havia sido feita anteriormente por Kennedy (1949) e, posteriormente, por Tanner (1976). Rochas com hornblenda, biotita e granada foram também descritas. As portadoras de hornblenda foram atribuídas aos terrenos de mais alto grau e a biotita aos eventos retrometamórficos, implicando a gênese da mica em difusão de K^+ dos metapelitos (Winchester, 1974). A formação de biotita e de clorita por processos retrometamórficos na fácies dos xistos verdes, descrita nos trabalhos de Winchester (1972, 1974), muito semelhantes aos aqui observados, deu-se através de:

Thompson (1975) estudou petrograficamente leitos de cálcio micaxistos intercalados em metapelitos de Gassetts (Vermont, EUA), bem como seus minerais, através de microsonda eletrônica. Regionalmente verificou assembléias com talco + tremolita + calcita + dolomita + quartzo, substituídas, com o aumento do grau metamórfico, por diopsídio + tremolita + calcita + dolomita + quartzo e de biotita + calcita + quartzo, por sua vez substituídas por microclina + diopsídio + zoisita, nos cálcio-pelitos, e assembléias muscovita + paragonita + cianita + quartzo nos xistos encaixantes. Para esta última assembléia determinou que o metamorfismo deu-se entre 5 e 6 kb e a temperaturas menores que 620°C (entre 520-550°C para $X_{H_2O} = 0,85-0,95$), devido à coexistência de estauroлита, biotita e granada. Entretanto, considerou que as inclusões de diopsídio e de tremolita em calcitas grossas poderiam estar indicando que estes minerais formaram-se através de uma reação prévia a partir de dolomita + quartzo à temperatura aproximada de 620°C, com $X_{H_2O} \cong 0,05$ e $P_T = 5 \text{ kb}$.

Valley & Essene (1980a, 1980b) verificaram paragêneses semelhantes a estas, incluindo flogopitas, em mármores silicosos das montanhas de Adirondack, em Balmot, afetados pela orogenia Grenville, submetidos a metamorfismo da fácies anfibolito superior, determinado a $P = 6,5 \pm 1$ kb e $T = 650 \pm 30^\circ\text{C}$.

Almeida (1989), ao estudar a Formação Água Clara na região de Araçuaia (SP), encontrou paragêneses semelhantes às das rochas da Serra do Itaberaba para as rochas cálcio-silicáticas, às quais atribuiu semelhantes condições de metamorfismo. Destaca-se na geologia da região a existência de rochas gnáissicas/migmatíticas e a presença de forsterita nas rochas cálcio-silicáticas, indicando que partes da área foram afetadas por grau metamórfico ainda mais elevado.

Há, desta forma, boa correlação das condições metamórficas deduzidas para as rochas cálcio-silicáticas do Grupo Serra do Itaberaba com deduções efetuadas para outras regiões, também compatíveis com o grau metamórfico que afetou os metapelitos, ou seja, a fácies metamórfica é tipicamente a anfibolito para o desenvolvimento da S_1 e da S_2 , com condições máximas superando os 600°C para $P_T > 5$ kb.

Diversas texturas compatíveis com eventos retrometamórficos da fácies dos xistos verdes foram também verificadas, como:

- 1) As actinolitas freqüentemente estão transformadas em tremolita, com epidotos associados. Isto é observável tanto como manchas internas, como nas bordas dos anfibólios mais antigos. Em outras situações, ferro-actinolita cristalizou-se nas bordas da actinolita mais antiga, sugerindo variações na composição química (introdução de ferro no sistema?) ou variação na f_{O_2} .
- 2) Os anfibólios têm freqüentemente formas de corrosão, indicando instabilidades químicas.
- 3) Os plagioclásios estão freqüentemente instabilizados e recrystalizados para tipos mais sódicos, como bytownita com andesina nas bordas, comuns em alguns leitos, indicando reequilíbrios metamórficos com a queda da temperatura e/ou infiltração de fluidos alcalinos.
- 4) O diopsídio cristalizado durante o segundo evento deformacional comumente está retrometamorfizado para tremolita-actinolita e, tanto o piroxênio como os anfibólios, freqüentemente estão parcialmente transformados para epidoto-clinozoisita, em função da atenuação dos processos metamórficos.
- 5) Em algumas amostras, a flogopita também cristalizou-se retrometamórficamente a partir de tremolita/actinolita, como também a clorita.
- 6) A epidotização das rochas é principalmente tardia a posterior à S_2 .

As paragêneses retrometamórficas destas rochas distinguem-se também das rochas carbonáticas da Formação Nhanguçu pela ausência de talco, sugerindo que o retrometamorfismo nas unidades basais (Formação Morro da Pedra Preta) foi mais intenso que o das unidades superiores, já que a $P_{\text{H}_2\text{O}}$, confirmada pela presença de epidotos foi suficientemente elevada para formação de talco.

2.7 Formações Feríferas - Formação Morro da Pedra Preta

Os eventos de cristalização dos diferentes minerais que compõem estas rochas, relativamente ao

desenvolvimento das foliações metamórficas, estão relacionados na FIGURA 78. Incluem-se, também, na figura, as paragêneses de leitos metavulcanoclásticos de composição básica.

2.7.1 Assembléias com quartzo + magnetita + especularita

Na ausência de agentes redutores, tais como componentes orgânicos e carbono livre, disponíveis no sedimento ou introduzidos posteriormente, como H_2 , CO , CH_4 , etc., a capacidade de oxidação-redução destas rochas permanece constante (Mel'nik, 1982), ocorrendo somente cristalizações acretivas.

Klein (1983) também afirmou não haver nestas rochas claras evidências de transformações de magnetita para hematita e vice-versa, e de ganhos ou perdas de oxigênio controlados externamente pelo potencial químico do oxigênio e, se em algum momento ocorrem fluxos de oxigênio, eles devem ser insuficientes para exceder a capacidade de tamponamento do par magnetita-hematita. A pequena quantidade de oxigênio livre presente faz com que a f_{O_2} seja tamponada em muitas ordens de grandeza, não alterando a abundância de qualquer fase sólida ou a composição do fluido (Frost, 1979). O tamponamento não é limitado somente ao par hematita-magnetita na rocha, envolvendo também outros minerais com Fe^{3+} e/ou equilíbrios redox devido ao tamponamento do fluido pela assembléia mineral (Haase, 1982b), especialmente se grafita ocorre em pequena quantidade (Frost, 1979). Em temperaturas muito altas, compatíveis com a fácies granulito, somente a magnetita é estável, segundo Bonnichsen (1969) e, na ausência de siderita ou carbono livre, o hidrogênio gasoso de origem profunda torna-se o agente redutor (Mel'nik, 1982).

Desta forma, em situações adequadas, ou seja, na ausência de agentes redutores, como H_2 , C , CO , CH_4 , os óxidos presentes no sedimento ou na rocha sedimentar podem permanecer estáveis desde o grau incipiente até a fácies anfibolito alto do metamorfismo regional, não sendo, portanto, indicativos do grau metamórfico (Klein, 1983). Sem os agentes redutores, o metamorfismo provocaria apenas alterações na granulação dos minerais devido a cristalizações acretivas ou recristalizações, conforme observado, por exemplo, por James (1955) na região Superior no Canadá e por Schorscher (1975) na região de Itabira.

As rochas deste conjunto, entretanto, têm finos cristais de hematita recristalizados como magnetita mais grossa, indicando que houve a presença de agentes redutores durante os eventos metamórficos, talvez desde o início e, provavelmente, também no estágio diagenético, conforme constatado por Schorscher (1975) em formações ferríferas na região de Itabira. O incremento das condições redutoras, sem a definição das causas, com o aumento do metamorfismo, foi caracterizado por Floran & Papike (1975) ao estudarem as formações ferríferas de Gunflint em Ontário e Minnesota. O mesmo pode ser considerado para estes litotipos da Serra do Itaberaba.

As assembléias minerais com quartzo-magnetita-especularita foram frequentemente descritas em formações ferríferas, como nos trabalhos de James (1955), Kranck (1961), Dorr (1969, 1973), Schorscher (1975), Klein (1978), Gole & Klein (1981) e Haase (1982a), por exemplo.

James (1955) estudou a granulometria do quartzo e da hematita em formações ferríferas do Canadá e sugeriu que o quartzo teria granulação menor que 0,10 mm para rochas de baixo grau metamórfico e superior a 0,20 mm para as de maior grau. Tal relação poderia ser aplicável somente em alguns casos onde não houve saturação de H_2O . Em havendo, ela deve ser considerada com reservas, pois neste caso pode haver cristalização intensa da sílica, já sob condições de baixo grau. Schorscher (1975) verificou variações granulométricas sistemáticas, tanto da hematita como do quartzo, em perfil metamórfico regional de itabiritos na região de Itabira,

desde a fácies dos xistos verdes até a fácies granulito.

Em sendo aplicáveis os valores numéricos propostos por James (1975), as formações ferríferas estudadas da Serra do Itaberaba seriam de grau mais alto, pois freqüentemente têm grãos de quartzo entre 0,3-0,5 cm, apesar da redução da granulação causada pelo desenvolvimento da S_2 .

2.7.2 Assembléias com cummingtonita/grunerita/dannemorita + granada + óxidos de ferro + clorita

As paragêneses minerais destas rochas estão representadas na FIGURA 106 e a relação dos eventos de cristalização dos minerais com as foliações metamórficas, na FIGURA 78.

A existência de membros da série cummingtonita-grunerita, os principais anfibólios aqui encontrados, é bastante comum em formações ferríferas metamorfasadas na fácies anfibolito (Mel'nik, 1982; Haase, 1982; Klein, 1983).

Estudando o metamorfismo da região de Michigan, James (1955) concluiu que, aparentemente, a grunerita formou-se na zona da granada-estaurolita e permaneceu estável até a zona da sillimanita, mas suspeitou que ela poderia ter surgido um pouco antes da granada. Considerou ainda que a isógrada da granada da paragênese granada-grunerita-magnetita provavelmente correlaciona-se à dos metapelitos. As cloritas, comumente abundantes em muitos leitos, foram consideradas como geradas em eventos retrometamórficos.

Klein (1978) verificou que, em Labrador Trough, o início da cristalização da grunerita coincidiu com a isógrada da biotita, como sugerido por James (1955), mas o anfibólio tornou-se abundante somente na zona da granada-estaurolita-cianita dos metapelitos. A granada, segundo o autor, está também presente nas formações ferríferas nesta zona, mas em pequenas quantidades.

Haase (1982a) também associou o surgimento da grunerita à isógrada da biotita na Formação Ferri-fera Negaunee (Michigan). A isógrada da biotita corresponde à transição entre as zonas 1 e 2 do seu trabalho, respectivamente caracterizadas por assembléias ricas em minnesotaíta-stilpnomelano e em grunerita.

FIGURA 106 - Paragêneses metamórficas das formações ferríferas silicato-óxido complexas da Formação Morro da Pedra Preta (representada no diagrama de Haase, 1982a).

Entretanto, Klein Jr. (1966) já observara em Labrador City que a presença de anfibólios de granulação grossa e arranjos granoblásticos (com destruição quase total das estruturas primárias), tal como ocorreu na Grupo Serra do Itaberaba, dá-se somente na zona da cianita-estaurolita.

Há, desta forma, excelente concordância destas observações citadas com as formações feríferas da Formação Morro da Pedra Preta, caracterizada por anfibólios abundantes, com granulação grossa obliterando as estruturas primárias e com granadas associadas, coerente com metamorfismo na zona estaurolita-cianita.

A mistura de fácies carbonáticas e silicáticas nestas rochas pode ter sido responsável pela cristalização de grunerita. Mel'nik (1982) considerou este processo como o mais freqüente para a formação destes tipos de rochas.

As reações de formação poderiam ter sido:

A presença muito freqüente de inclusões de carbonatos nos diversos minerais das formações feríferas, especialmente no quartzo, são sugestivas da participação de carbonatos nos protolitos destas rochas e também na produção da grunerita. Entretanto, se, por um lado, não há calcita em excesso, o que favorece a hipótese de que o carbonato original foi a siderita, por outro, formou-se comumente cummingtonita, evidenciando teores de magnésio e sugerindo que dolomitas ou dolomitas com pouco ferro tenham formado inicialmente hornblendas, para posteriormente cristalizarem cummingtonitas, através das reações, respectivamente descritas por Miyashiro (1968), Mel'nik (1982) e Sampson & Fawcett (1977):

A presença de hornblenda e de restos de plagioclásio é fortemente sugestiva de que estas reações realmente se processaram.

A cummingtonita poderia também ter-se cristalizado, segundo Kranck (1961), pela reação a seguir:

As observações petrográficas em formações feríferas indicam que a cummingtonita e a grunerita são estáveis em uma larga faixa de pressão e temperatura, mas condições precisas de sua formação não foram ainda experimentalmente bem definidas.

A grunerita, em sistemas com CaO, foi considerada estável por Schürmann (1967) a $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1 \text{ kb}$, em temperaturas variáveis entre 450°-595°C.

Já a magnetita, nas camadas ricas em óxidos de ferro, pode ter-se formado, além dos processos de desidratação e redução dos precipitados de ferro, por uma reação proposta por Mel'nik (1982) a partir de:

Esta reação processar-se-ia em baixas temperaturas (180°-200°C) e a pressões entre 1 a 5 kb, ou seja, ainda durante a diagênese.

Nestas mesmas condições, a grenalita poderia desidratar-se, dando:

Posteriormente, com aquecimento entre 200 e 300°C, a minnesotaita começa a decompor-se, dando magnetita e clorita, em regimes compatíveis com o limite entre a diagênese e o metamorfismo.

As rochas aqui estudadas, entretanto, parecem ser produto de um sistema químico mais complexo, enriquecido em MnO e Al₂O₃, o que propiciou o surgimento de dannemorita (Mn-cummingtonita) (Gomes, Coutinho & Oliveira 1964), de granada e de clorita, em paragéneses muito semelhantes às que foram descritas por Klein Jr. (1966) nas formações feríferas manganíferas de Labrador City.

Robinson (1984) observou que em Timmins (Canadá) o enriquecimento em Al₂O₃ e variações de outros componentes, como Ce, por exemplo, são atribuíveis a contaminações variáveis de tufos finos, também observado nos litotipos da Serra do Itaberaba (vide CAPÍTULO VIII - PETROGÊNESE).

Morey *et al.* (1972) atribuíram a presença de granadas (almandina e andradita) na formação ferífera de Biwabik ao forte incremento térmico produzido pela intrusão de rochas granitóides, uma vez que o mineral ocorre apenas nas suas proximidades. Haase (1982a) considerou que a presença de granadas da série almandina-espessartita definem um dos mais altos graus metamórficos das formações feríferas de Negaunee, Michigan, excetuando-se sua zona 3b, com olivina.

Poucos estudos experimentais existem sobre o limite superior da estabilidade da série cummingtonita-grunerita. A compilação feita por Gilbert & Popp (1982), utilizando-se principalmente dos dados de Forbes (1977) e de Fonarev & Korolkov (1980), está apresentada na FIGURA 107. A temperatura máxima de quebra dos anfibólios varia sensivelmente em função do tampão utilizado, ou seja, da f_{O_2} (Forbes, 1977), mas esta situada bem acima dos 600°C, definidos pelos mais diversos litotipos do Grupo Serra do Itaberaba, já analisados.

FIGURA 107 - Limites de estabilidade da grunerita, segundo Forbes (1977) e Fonarev & Korolkov (1980) (reproduzido de Gilbert & Popp, 1982), onde (Fp) ferro-pargasita e (Pa) pargasita.

Mel'nik (1982) apresentou dados seus e de seus colaboradores, calculados a partir dos dados de Schürmann (1967), e concluiu que o limite superior de estabilidade da grunerita, decompondo-se em faialita e quartzo situar-se-ia entre $T = 550^\circ - 650^\circ\text{C}$ com $P = 0,2 - 3 \text{ kb}$, que são similares aos resultados de Forbes (1977), que utilizou conteúdo variável de Fe^{3+} . Considerou assim que a grunerita é estável até o limite superior da fácies anfibolito.

A influência de X_{CO_2} na quebra da grunerita em formações feríferas silicato-carbonáticas foi analisada por Mel'nik (1982) em condições redutoras, com tampão grafita-oxigênio (FIGURA 108). A associação co-

mum de metapelitos grafitosos nestas formações ferríferas sugere a aplicabilidade destes diagramas. Considerando-se a $P_T = 5$ kb, dada pela presença de cianita nas proximidades do corpo da formação ferrífera Pau Pedra (S9), pode-se notar que a grunerita é estável em larga faixa de X_{CO_2} e de temperatura, não permitindo definições quanto à temperatura que a gerou, ainda que o aumento da pressão sistematicamente restringe seu campo de estabilidade, experimentalmente definido (FIGURA 108).

Segundo Haase (1982b), as paragêneses com granada são estáveis a temperaturas relativamente baixas ($\approx 400^\circ\text{C}$) somente se X_{CO_2} for bastante elevada ($> 0,8$), como pode ser visto na FIGURA 109.

A composição das rochas originais não foi essencialmente carbonática e as lentes de rochas cálcio-silicáticas sotopostas e intercaladas têm também epidotos, o que indica que X_{CO_2} não pode ter sido tão elevada, o que indica temperaturas de formação bastante mais altas ($> 600^\circ\text{C}$ para $X_{CO_2} = 0,5$ a $P_T = 2$ kb ou mais elevadas para pressões entre 4 e 6 kb), o que parece improvável, apesar da proximidade do corpo granitóide Pau Pedra. Assim, não é possível determinar-se mais precisamente as condições de P e T em que estas rochas foram geradas.

Adicionalmente teria que ser considerado um sistema químico mais complexo, enriquecido em MnO e Al_2O_3 , o que pode alterar as condições de equilíbrio definidas no diagrama da FIGURA 109. O manganês, segundo Gilbert & Popp (1982) poderia abaixar estas temperaturas de reação e a presença de carbonatos poderia aumentar significativamente a P_{CO_2} em determinadas bandas ou leitos, produzindo equilíbrios em mosaico, o que provocaria também o surgimento de granada + grunerita em temperaturas mais baixas.

FIGURA 108 - Estabilidade da grunerita em condições redutoras sob influência de X_{CO_2} e P_f (Mel'nik, 1982).

A presença de abundante clorita (talvez em parte magnesian, mas com ripidolita presente em determinados leitos) é um problema adicional, pois indicaria X_{H_2O} bastante elevada.

As cloritas concentram-se em leitos mais contaminados por tufos. Em parte, são produtos de retrometamorfismo, mas mais freqüentemente desenvolveram-se durante o metamorfismo progressivo da segunda fase.

O enriquecimento relativo em MgO , CaO e Al_2O_3 produz, em condições mais enérgicas de metamorfismo, orto- e clinopiroxênios ao invés de faialita (Mueller, 1960; Kranck, 1961; Klein, 1966; Bonnichsen, 1969).

As amostras estudadas têm teores mais elevados em Al_2O_3 e MnO relativamente às médias de diversas formações ferríferas compiladas por Trendall & Morris (1983), mas não foram tampouco observados piroxênios. As granadas referidas por estes autores acima têm sempre grande parte de componente almandina ou andradita, distinguindo-se também das do Grupo Serra do Itaberaba, que aparentemente têm composições mais espessartíticas.

Em síntese, estas rochas têm assembléias minerais típicas da fácies anfibolito, podendo ter chegado até a parte superior ($P_T = 5-6$ kb e $T \approx 600^\circ C$), não alcançando, todavia, a cristalização de olivina compatível com fácies mais alta (James, 1955; Mel'nik, 1982; Haase, 1982b; Klein, 1983).

As principais reações retrometamórficas observadas são a cloritização de granadas e anfibólios e, às vezes, biotitização ou muscovitização, indicando aporte de potássio, todas compatíveis com a fácies dos xistos verdes.

FIGURA 109 - Diagrama de temperatura e X_{CO_2} , à $P = 2$ kb, para reações metamórficas comuns em formações ferríferas (Haase, 1982b, com modificações compiladas por Klein, 1983).

2.8 Marunditos - Formação Morro da Pedra Preta

A cristalização dos minerais destas rochas relativamente às foliações metamórficas está indicada na FIGURA 79 e as paragéneses minerais na FIGURA 110.

Rochas com abundante margarita e corindon são de ocorrência pouco freqüente (Velde, 1971) e, portanto, poucos estudos petrogenéticos ou experimentais no sistema $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ têm sido efetuados.

Margarita é um mineral comum em bauxitos e anortositos metamorfizados em diversos graus, seja regionalmente ou de contato, em associações de diversas mineralizações e em veios de pegmatitos (Velde, 1971).

Frey & Niggli (1972), entretanto, suspeitaram que a margarita pode ser um mineral de ocorrência mais comum, mas raramente identificado, devido à dificuldade de distingui-la opticamente da muscovita quando em granulação fina.

FIGURA 110 - Paragéneses metamórficas dos marunditos da Formação Morro da Pedra Preta. (1) paragéneses comuns, (2) e (3) paragéneses mais raras.

Velde (1971) considerou que em temperaturas menores que 350°C estariam estáveis no lugar da margarita, zeólitas cálcicas (thomsonita, gismondina ou lawsonita) ou uma associação de prehnita + bohemita + caulinita. Frey & Niggli (1972) determinaram, em função das paragéneses e litotipos associados, que a margarita cristaliza-se na fácies dos xistos verdes, segundo:

Estudos experimentais feitos por Althaus & Winkler (1962), usando misturas de illita e quartzo naturais com sais de Na, K, Mg e Ca e 10% H_2O (portanto em condições bastante ácidas), indicaram ser a margarita estável em temperaturas entre 400° e 580°C com $P_T = 2 \text{ kb}$.

Quanto a X_{CO_2} e $X_{\text{H}_2\text{O}}$, o trabalho de Nitsch & Storre (1972, segundo Winkler, 1977) demonstrou que a margarita somente se cristaliza em sistemas ricos em H_2O .

O limite superior da estabilidade da margarita foi estudado por Velde (1971) a partir da reação:

Os dados analíticos sugeriram que a margarita seria estável apenas sob pressões inferiores a 2 kb, em uma estreita faixa de temperaturas variando aproximadamente entre 430° - 550°C, o que não foi confirmado nos estudos de Chatterjee (1971b) e Storre & Nitsch (1974), sendo que os dados dos últimos autores indicaram que a reação acima dá-se a $520^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ a $P_T = 4$ kb, $580^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ a $P_T = 5$ kb e $640^\circ \pm 20^\circ\text{C}$ a $P_T = 7$ kb, implicando que a margarita pode permanecer estável na fácies anfibolito.

Considerando-se que a pressão total imposta aos metapelitos durante a S_1 foi superior a 5 kb, a temperatura máxima que afetou os litotipos pode ter estado apenas pouco acima de 600°C, para que a margarita tenha-se mantido estável. Algumas rochas, entretanto, têm plagioclásio e corindon abundantes, indicando que temperaturas ainda superiores foram alcançadas, dando-se a quebra da margarita.

A cristalização do corindon pode, desta forma, ter ocorrido desde a fácies dos xistos verdes até a fácies anfibolito, através da reação (122). Algumas das rochas têm presentes cianita ou pseudomorfos de Al_2SiO_5 , possivelmente de andaluzita, sugerindo que, em função da pressão, poderiam ter sido cristalizados, segundo Storre & Nitsch (1974) através de :

Esta reação ocorreu a $515 \pm 25^\circ\text{C}$ a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$ kb, $545 \pm 15^\circ\text{C}$ a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kb, $590 \pm 10^\circ\text{C}$ a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$ kb e a $650 \pm 10^\circ\text{C}$ a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 9$ kb. Considerando-se a presença da cianita, a temperatura de formação durante a S_1 foi superior a 590°C, mas inferior a este valor se, efetivamente, cristalizou-se a andaluzita.

Os autores observaram, ainda, que a paragéneses margarita + quartzo, também encontrada numa amostra da Serra do Itaberaba, somente ocorre em metamorfismo do grau médio se $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 5,5$ kb, a temperaturas variando entre 550 - 650°C, compatíveis com a zona da estauroлита ou superior.

Estas temperaturas podem ter sido mais baixas se $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_T$, segundo Chatterjee (1976).

Clinozoisita está presente, mas é rara. Sua gênese pode estar relacionada à transformação retrometamórfica do plagioclásio ou à sua cristalização ao invés dele, o que indicaria pressões mais elevadas para o metamorfismo das rochas se $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_T$, ou até ao redor de $P_T = 6,1$ kb, para $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7$ (Chatterjee, 1976).

Não foram observadas paragéneses com calcita/ Al_2SiO_5 ou de zoisita/cianita, comprovando que $P_{\text{H}_2\text{O}}$ foi relativamente alta, o que permitiu a estabilidade da margarita na fácies anfibolito, todavia sem alcançar pressões muito elevadas, dadas pela reação:

Esta reação indicaria pressão superior a 9 kb e temperaturas superiores a 640 - 650°C (Storre & Nitsch, 1974).

As paragéneses minerais são indicativas de condições metamórficas semelhantes às deduzidas para os demais litotipos estudados e compatíveis com os resultados de Feenstra (1985) obtidos para os metabauxitos da Ilha de Naxos (Grécia), metamorfizados nas fácies dos xistos verdes a anfibolito. Os marunditos da Serra do Itaberaba incluiriam-se no tipo rico em cálcio de Feenstra (1985), considerado em grande parte originado por

metassomatismo cálcico durante o metamorfismo. As assembléias de minerais e paragéneses muito semelhantes às estudadas neste trabalho foram originadas por metamorfismo do tipo Barrowiano (que corresponde à segunda e à principal fase metamórfica), sob condições de pressão variando entre 5-7 kb e temperaturas entre 400^o-700^oC. A possível existência de safirina, indicada por difração de raios X, se comprovada, sustentaria elevadas temperaturas de formação, maiores que 620^oC para $P_T = 5,5$ kb (Storre & Nitsch, 1974) nas rochas da Serra do Itaberaba.

A margaritização da cianita, a muscovitização da margarita, e até a existência de clinozoisita e de possíveis paragonitas indicam um evento metamórfico da fácies dos xistos verdes superposto. A cristalização da margarita a partir da andaluzita foi descrita por Velde (1970) em rochas de Forges de Salles (Bretagne).

3 ROCHAS CATACLÁSTICAS

As rochas produzidas por metamorfismo dinâmico, embora com poucas amostras estudadas, puderam ser caracterizadas genericamente segundo os principais elementos estruturais com os quais se correlacionam.

3.1 Zona de Cisalhamento do Rio Jaguari (ZCRJ)

A despeito dos vários períodos de movimentação ao longo desta zona, pode-se caracterizar pelo menos um período de grandes deslocamentos sob condições dúcteis, gerando blastomilonitos devido à intensa deformação plástica, acompanhada de recrystalizações dos minerais preexistentes e de cristalizações de novos minerais, como plagioclásio sódico, microclina e biotita. Estas novas assembléias minerais indicam que as movimentações ocorreram sob condições metamórficas da fácies dos xistos verdes médio a superior. Durante os movimentos subsequentes sob regime rúptil/dúctil em menores profundidades na crosta, houve cristalização superimposta de biotita verde clara e de clorita, especialmente a partir de biotitas preexistentes, além de muscovita/sericita (a partir de feldspatos potássicos) e epidotos. Nesta fase ocorreram intensas alterações hidrotermais que provocaram forte saussuritização dos plagioclásios. Sericita, albita, clinozoisita, carbonatos e turmalina são encontrados também orientados na foliação milonítica. Posteriormente aos movimentos houve nova cristalização de turmalina. Tal evento caracteriza deformações sob condições da fácies dos xistos verdes baixa.

Deformações relativamente fracas, acompanhadas ou não de cristalização pouco intensa de clorita e sericita, caracterizam os eventos tardios da zona de cisalhamento. Estes eventos podem ter ocorrido durante todo o Fanerozóico, mas foram bem caracterizados para o Cenozóico por Riccomini (1989).

3.2 Zona de Cisalhamento Jundiuvira (ZCJ)

Poucas informações petrográficas foram obtidas sobre as rochas desta zona, especialmente sobre os eventos de mais alta pressão e temperatura. Os dados disponíveis sobre os litotipos graníticos *lato sensu* indicam condições semelhantes às rochas equivalentes da ZCRJ supradescritas e que devem ter controlado também os processos petrogenéticos nas demais zonas de falhas dúcteis-rúpteis, pré-cambrianas.

Os metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo São Roque, afetados por estas falhas, evi-

denciam, entretanto, fortes deformações acompanhadas de intenso desenvolvimento da sericita e clorita, esta formada a partir de biotitas preexistentes, indicando movimentações e recrystalizações sob condições da fácies dos xistos verdes baixa (zona da clorita). Nos granitóides observou-se também intensa sericitização de feldspatos alcalinos, saussuritização de plagioclásios e cloritização de biotita e anfibólios.

Em um local observou-se o desenvolvimento de granada posterior a uma foliação milonítica, o que poderia indicar um pequeno incremento térmico, caso não sejam granadas com composição de hidrogrossularita-grossularita, possivelmente ligado à intrusão das rochas graníticas da área. Turmalinas são muito comuns e de cristalização posterior ao desenvolvimento da foliação milonítica, caracterizando atividades hidrotermais finais.

3.3 Falhas de Empurrão

Os raros dados disponíveis conduziram à interpretação de que estes movimentos ocorreram sob condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies dos xistos verdes baixa, pois nota-se apenas cristalização metamórfica de sericita e, mais raramente, clorita, geralmente acompanhadas de brechação, indicando condições até mesmo mais frias. Os metassedimentos afetados por esta deformação mostram-se geralmente fortemente foliados.

4 SÍNTESE

O conjunto dos litotipos da Formação Morro da Pedra Preta tem paragêneses indicativas de que, durante o desenvolvimento da S_1 , a pressão e a temperatura foram essencialmente compatíveis com a fácies anfíbolito, com variações locais para graus mais baixos da fácies epidoto anfíbolito e até mesmo da fácies dos xistos verdes superior, e, em outros, alcançando graus mais elevados, até a fácies anfíbolito superior. A presença comum de cianita invertida para sillimanita nos metapelitos, dentre outros minerais indicadores, definem uma pressão máxima superior a 5 kb, podendo localmente ter se aproximado de 6 kb, com temperaturas ao redor de 600°C (FIGURA 89), caracterizando o tipo Barrowiano (Harker, 1932, em: Miyashiro, 1973; Turner, 1981), de pressão intermediária, ou o tipo cianita-sillimanita (Miyashiro, 1961, 1973), ou Canigou (Guitard, 1965).

Especialmente após o desenvolvimento da S_1 , houve uma queda relativa da pressão, e a temperatura máxima alcançada pode ter sido um pouco superior aos 620°C, como indicado pela cristalização da cordierita nos metapelitos e nos metabasitos e metavulcanoclásticas hidrotermalizados-metassomatizados pré-metamorfismo, do diopsídio nas rochas cálcio-silicáticas e pela associação granada-cummingtonita nas formações feríferas.

Temperaturas semelhantes, um pouco inferiores, afetaram os litotipos durante e após o desenvolvimento da S_2 , mas a pressões mais baixas, dada a ausência de cianita nos metapelitos, caracterizando o tipo Abukuma (Miyashiro, 1958; Shido, 1958), intermediário de baixa pressão (Miyashiro, 1961, 1963), New Hampshire (Turner, 1981) ou Carança ou Llech (Guitard, 1965).

Os litotipos da Formação Nhanguçu distinguem-se dos da Formação Morro da Pedra Preta apenas por terem sofrido metamorfismo sob condições de pressão e talvez de temperatura um pouco mais amenas, mas ainda do tipo Barrowiano, durante o desenvolvimento da S_1 , e do tipo Abukuma/New Hampshire durante a S_2 .

Os eventos retrometamórficos, especialmente o evento vinculado ao desenvolvimento da S_3 , é tipicamente da fácies dos xistos verdes, indicado pelos reequilíbrios metamórficos das assembléias de mais alto grau em todos os litotipos estudados.

O Grupo São Roque, tipicamente da fácies dos xistos verdes, tem tendência que se alinha muito bem com o segundo evento metamórfico que afetou o Grupo Serra do Itaberaba (FIGURA 89).

As grandes zonas de cisalhamento desenvolveram-se nos estágios iniciais em regime de P e T compatível com a fácies dos xistos verdes médio a superior. As movimentações posteriores ocorreram em regimes mais rúpteis, com reequilíbrios metamórficos, quando existentes, no limite inferior da fácies dos xistos verdes, em temperaturas compatíveis com a zona da clorita.

Os gradientes metamórficos do Grupo Serra do Itaberaba durante o desenvolvimento da S_1 aumentam em direção às unidades mais basais (das formações Nhanguçu e Piracaia para a Morro da Pedra Preta) e, em planta, em direção aos Granitóides Serra da Pedra Branca, pois, nas suas proximidades, em geral, afloram as unidades mais inferiores do Grupo. Há, também, uma tendência de aumento do grau metamórfico dos litotipos no sentido noroeste da área mapeada.

De modo geral, estes mesmos característicos podem grosseiramente ser aplicados para o evento metamórfico associado ao desenvolvimento da S_2 do Grupo Serra do Itaberaba e para o Grupo São Roque.

Para o evento retrometamórfico associado à S_3 (S_2 do Grupo São Roque), há um marcante aumento nos mesmos sentidos, especialmente em direção à parte norte da área, sugerindo que as movimentações dos grandes blocos tectônicos com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento podem ter sido o principal fator que condiciona a exposição das rochas de mais alto grau.

Em poucas áreas, podem ser observados efeitos de metamorfismo de contato, geralmente associado à proximidade dos Granitóides Serra da Pedra Branca, mas apenas a pequena distância das rochas ácidas e com os minerais cristalizados pós- S_2 (quase sempre da fácies dos xistos verdes, muito raramente tendo cristalizado estaurolita), indicando que as intrusões ocorreram a grandes profundidades e após o metamorfismo do Grupo São Roque.

Forma também esboçados os mapas de isógradas associadas às foliações S_1 , S_2 e S_3 , que acabaram por não ser apresentados, devido à falta de detalhe propiciado pelos dados, pois, em função das intensas transposições tectônicas geradas pela S_2 , as isógradas perderam seu seqüenciamento original, de modo análogo ao verificado por Chakraborty & Zen (1967) em litotipos da região de Kandra, Singhbhum e Bihah (Índia). Para definição razoável, seriam necessários estudos micropetrográficos/estruturais em grande detalhe, devido à semelhança existente entre os dois primeiros eventos metamórficos, incompatíveis com os objetivos desta tese. Adicionalmente, a existência de equilíbrios locais devidos ao quimismo dos litotipos e da fase fluida e a intensa recrystalização das rochas, com fortes transformações e reduções da granulação dos minerais metamórficos preexistentes dificultariam ainda mais este trabalho.