UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS
GRANITÓIDES DO MACIÇO ATIBAIA E
ADJACÊNCIAS, SP**

Mário Mansur Melhem

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**SÃO PAULO
1995**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005287

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS
GRANITÓIDES DO MACIÇO ATIBAIA E
ADJACÊNCIAS, SP**

Mário Mansur Melhem

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**SÃO PAULO
1995**

*Aos Meus pais, Kamel Elias Melhem
e Lubena J. Mansour Melhem*

ÍNDICE DE TEMAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. GENERALIDADES E OBJETIVOS	1
1.2. LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO	1
1.3. ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS	2
 CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA	 4
2.1. TRABALHOS DE CAMPO	4
2.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO	5
2.2.1. Microscopia e Modas	5
Platina universal	6
Coloração do feldspato potássico	6
2.2.2. Geocronologia	7
Critérios de seleção de amostras	7
Sistemática de laboratório	8
2.2.3. Quimismo de rochas	9
 CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO	 12
3.1. SÍNTESE DOS TRABALHOS ANTERIORES	12
3.2. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	16
O bloco Jundiaí	17
3.3. GEOLOGIA REGIONAL	20
3.3.1. Unidades Litoestratigráficas do Embasamento	20
Complexo Amparo	20
Complexo Piracaia	21
3.3.2. Geologia Estrutural	22
Dobramentos	22
Falhamentos	24
 CAPÍTULO 4 - ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO MACIÇO DE ATIBAIA E ADJACÊNCIAS	 26
4.1. Fácies de Sienogranito Porfiróide	27
4.1.1. Xenólitos	28
4.1.2. Enclaves	30
Enclaves microgranulares escuros	30
Enclaves tonalíticos ricos em máficos	32
4.1.3. Bolsões Graníticos Rosados Finos a Médios	32
4.1.4. Diques Graníticos Finos	33
4.2. Fácies de Monzogranito Nodular	35
4.3. Fácies de Monzogranito Cinza Claro	38
4.4. Granitóides Marginais ao Maciço de Atibaia	38
4.4.1. Fácies de Granito Branco a Duas Micas	38
4.4.2. Fácies de Granitóide Cinzento Porfirítico	40
4.4.3. Fácies de Sienogranito Cinzento Marginal	41

4.4.4. Fácies de Sienogranito Cinza Avermelhado Porfirítico	42
4.4.5. Granodioritos, Tonalitos e Quartzo Dioritos Metamorfisados	43
4.5. Unidades Metassedimentares e Metavulcanosedimentares (Xistos e Gnaisses Indivisos)	44
4.6. Geologia Estrutural	45
4.6.1. Estruturas nas rochas marginais ao maciço	45
4.6.2. Relações de Contato	49
4.6.3. Estruturas Internas ao Maciço de Atibaia	52
CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA E MODA	54
5.1. Petrografia das Fácies Granitóides no Maciço de Atibaia	54
5.1.1. Fácies de Sienogranito Porfiróide	54
Enclaves tonalíticos ricos em máficos	60
Enclaves microgranulares escuros	60
Diques graníticos finos	61
5.1.2. Fácies de Monzogranito Nodular	63
5.1.3. Fácies de Monzogranito Cinza Claro	65
5.2. Moda das Fácies no Maciço de Atibaia	66
5.3. Petrografia das Rochas Marginais ao Maciço	70
5.3.1. Fácies de Granito Branco a Duas Micas	70
Enclaves	72
5.3.2. Fácies de Granitóide Cinzento Porfirítico	73
5.3.3. Fácies de Sienogranito Cinzento Marginal	75
5.3.4. Fácies de Sienogranito Cinza Avermelhado Porfirítico	77
5.3.5. Granodioritos, Tonalitos e Quartzo Dioritos Metamorfisados	78
5.3.6. Xistos Indivisos	81
Orto-anfibolitos, para-anfibolitos e gonditos	85
5.4. Moda das Rochas Granitóides Marginais ao Maciço	86
CAPÍTULO 6 - QUIMISMO E ISOTOPIA Rb-Sr DE ROCHAS GRANITÓIDES DO MACIÇO DE ATIBAIA	89
6.1. Quimismo	89
6.1.1. Apresentação dos dados químicos	89
6.1.2. Normas	89
6.1.3. Diagramas de Variação e Discriminação	91
6.1.4. Temperaturas de cristalização	103
6.1.5. Isotopia Rb-Sr	104

CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
7.1. Aspectos Petrográficos e Condições de Crista- lização	107
7.2. Aspectos Estruturais	108
7.3. Aspectos Genéticos	109
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 111
 ANEXO I - MAPA DE PONTOS	 encarte
ANEXO II- MAPA GEOLÓGICO	encarte

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Localização e acesso à região de Atibaia e vizinhanças	3
3.1. A geologia da região de Atibaia no contexto regional , conforme interpretação de Paolillo & Mezzalana (1974)	13
3.2. A região de Atibaia no contexto geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000 (IPT, 1981)	14
3.3. A geologia da região de Atibaia na interpretação de M.C. Campos Neto e A.C.B.C. de Vasconcellos (1985)	15
3.4. Os granitóides do Estado de São Paulo e suas localizações nos vários domínios definidos por Janasi & Ulbrich (1992)	18
3.5. A Compartimentação tectono-geológica de parte do embasamento no sudeste brasileiro (estados de São Paulo e Minas Gerais) conforme a interpretação de Campos Neto et al. (1990).	19
4.1. Zoneamento mineral e textural em dique de composição granítica.	34
4.2. Afloramento de diques do granito fino em lajeado do sienogranito porfiróide	36
4.3. Afloramento de diques do granito fino distribuídos em duas direções principais.	37
4.4. Afloramento do granitóide cinzento porfirítico contendo elevado número de enclaves	42
4.5. Lasca de dimensões métricas ("roof pendant") do sienogranito cinza avermelhado porfirítico	43
4.6. Perfil esquemático dos biotita-sillimanita xistos dobrados e fraturados	46
4.7. Amostra de mão exemplificando o bandamento gradacional sedimentar preservado no metamorfismo	48
4.8. Dobras D_2 , aparecem melhor em níveis micáceos intrafoliares à S_2	49
4.9. Dobras tardias dobrando suavemente D_3	50
5.1. Agrupamento de vários cristais de plagioclásio (synneusis)	55
5.2. Diagrama Modal QFP-M para as rochas graníticas do Maciço de Atibaia e enclaves.	68
5.3. Textura granolepidoblástica em sillimanita-biotita-quartzo xisto suavemente deformado	82

5.4. Níveis intercalados compostos por quartzo parcial ou totalmente recristalizado, e com microporfiroblastos de quartzo englobando fibrolita	82
5.5. Amostra de biotita quartzo xisto destacando os contatos retos a encurvados dos grãos recristalizados de quartzo.	83
5.6. Arco poligonal fechado. Possível recristalização pós-cinemática de biotita sob alto gradiente termal seguida à D_2 .	83
5.7. Plaquetas de muscovita estiradas e dobradas com inclusões de fibrolita	84
5.8. Amostra de granada-biotita-quartzo xisto, mostrando grãos estirados de granada.	84
5.9. Diagrama modal QFP-M para as ocorrências granitóides marginais ao Maciço de Atibaia.	88
6.1. Diagrama Q-A-P normativo.	91
6.2. Diagrama normativo Ab-An-Or.	92
6.3. Diagramas de variação de sílica versus elementos maiores	93
6.4. Diagrama CaO e ($K_2O + Na_2O$) versus SiO_2 (índices de Peacock, 1933) para rochas do maciço de Atibaia	94
6.5a Diagrama ($Na_2O + K_2O$) versus SiO_2 para classificação química de rochas vulcânicas, com os campos definidos por Cox et al. (1979)	95
6.5b Diagrama TAL versus Sílica com os campos definidos por Le Maitre (1989)	96
6.5c Diagrama TAL versus Sílica com campos definidos por Middlemost (1985)	97
6.5d Diagrama TAL versus Sílica, campos definidos por Middlemost (1985)	97
6.6. Diagrama A/CNK versus A/NK (Maniar & Piccoli, 1989; baseados nos índices de Shand) para rochas do maciço Atibaia.	98
6.7. Diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccherillo & Taylor, 1974) para rochas do maciço Atibaia	99
6.8. Diagrama TAL versus Sílica com divisão de campos sub-alcalino e alcalino proposto por Irvine & Baragar (1971).	99
6.9. Diagrama TAL- FeO_t -MgO com divisão de campos toleítico e cálcio alcalino proposto por Irvine & Baragar (1971).	100
6.10 Diagrama R1-R2 com discriminação de ambiente tectônico (Batchelor & Bowden, 1985)	101
6.11 Distribuição dos elementos terras raras e menores normalizados para condrito.	102

6.12	Distribuição dos elementos terras raras normalizados para a composição do manto primitivo	102
6.13	Conteúdo de Zr versus $M(Na+K+2Ca/Si*Al)$ para as rochas do maciço de Atibaia	103
6.14	Diagrama isocrônico Rb-Sr para o maciço de Atibaia	106

ÍNDICE DE TABELAS

2.1. Comparação entre valores obtidos pelas análises químicas na GEOSOL e no Imperial College (IC), em duas amostras	11
5.1. Dados modais de rochas graníticas do Maciço de Atibaia e enclaves	67
5.1. Dados modais das ocorrências granitóides marginais ao Maciço de Atibaia	87
6.1. Análises químicas para rochas do Maciço Atibaia	90
6.2. Valores analíticos do diagrama isocrônico	105

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

4.1. Sub-tipo textural-estrutural A	29
4.2. Sub-tipo textural-estrutural B	29
4.3. Sub-tipo textural-estrutural C	29
4.4. Sub-tipo textural-estrutural D	29
4.5. Enclave de granulação fina e coloração escura no sienogranito porfiróide	31
4.6. Sienogranito porfiróide contendo enclave que apresenta, em relação ao enclave da foto ante- rior, megacristais de feldspato alcalino cap- turados da rocha hospedeira	31
4.7. Vista do extenso lajeado do sienogranito porfi- róide	34

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

5.1. Cristais deformados, estirados e recristalizados de quartzo	56
5.2. Grão de plagioclásio dobrado e fraturado	57
5.3. Megacrystal de Feldspato Alcalino com inclusões iso-orientadas de albita e com gotas de quartzo nas bordas dessas inclusões	58
5.4. Relação de substituição ou de inclusão mútua entre biotita e Hastingsita	59

RESUMO

A área de estudo possui cerca de 100 Km² e localiza-se entre os municípios de Atibaia e Bom Jesus dos Perdões no Estado de São Paulo. O Maciço de Atibaia, estudado em maior detalhe, cobre área aproximada de 65 Km². Coloca-se em terreno metamórfico (rochas da fácies anfibolito) com forma de cunha, limitado por duas grandes zonas de cisalhamento e suas manifestações colaterais (uma à noroeste e outra à sul do maciço).

Dentro do maciço são descritas 3 fácies principais. A primeira, ocupando cerca de 98% da área, é representada por um sienogranito porfiróide róseo acinzentado de textura inequigranular média-grosseira e índice de cor (IC) em torno de 10. A segunda fácies é composta por um monzogranito cinza de granulação fina a média cuja característica marcante é a presença de nódulos esbranquiçados quartzo-feldspáticos de até 2 cm de diâmetro. A terceira fácies, monzogranito cinza claro (granulação fina a média), é muito semelhante a anterior mas em lugar dos nódulos surgem esporadicamente alguns cristais de feldspato alcalino.

Associados ao sienogranito porfiróide ocorrem diques sin-plutônicos de granulação fina-média, bolsões graníticos, enclaves e xenólitos.

Marginais ao maciço são observadas várias fácies de granitóides consideradas pré-Atibaia. Dentre elas destacam-se ocorrências mapeáveis de uma variedade de granito branco a duas micas com granada como acessório principal.

Outra ocorrência marginal importante é um granitóide (monzogranito a granodiorito) cinzento porfirítico (IC em torno de 15); aparece constituindo corpos de centenas de metros apenas na porção a oeste do maciço. Ocorrem ainda um sienogranito cinza (IC=10) de granulação fina-média localizado à leste do maciço e um sienogranito cinza avermelhado porfirítico (IC=10) localizado à norte.

Rochas granodioríticas, tonalíticas e quartzo-dioríticas aparecem à oeste do maciço e ocorrem geralmente como corpos alongados na direção NNE; possuem uma foliação penetrativa bem visível em rochas alteradas.

A existência de um paralelismo das estruturas tectônicas regionais com as de fluxo magmático, observada no interior do maciço, além da própria geometria alongada em sentido NNE sugerem uma deformação contínua desde a colocação do granito (fase dúctil) até a sua cristalização final com formação de milonitos e cataclasitos (fase rúptil). A intensidade dessa deformação distribui-se de forma anastomosada criando subtipos texturais-estruturais no interior do maciço, onde a foliação tectônica é mais ou menos marcante.

As análises químicas (14 amostras) apontam tendências alcali-cálcica (diagrama de Peacock) e metaluminosa (diagrama de Maniar & Piccoli). Nos diagramas de discriminação (e.g., R1 versus R2) as amostras aparecem representadas na transição dos campos tardi-orogênicos a sin-orogênicos. Os teores de Ba, Sr, Rb e Zr, entre outros, são semelhantes aos observados em outros granitóides do cinturão Itu.

A homogeneidade observada dos tipos encontrados (principalmente sienogranito porfiróide) sugere uma fonte também homogênea ou uma quase completa homogeneização do líquido magmático antes da cristalização.

No contexto regional o Maciço de Atibaia (idade de 573 ± 15 M.a., isócrona Rb/Sr) relaciona-se provavelmente às associações mais jovens que constituem o cinturão Itu de granitóides tardi- a pós-orogênicos, cujas manifestações mais recentes têm idades próximas a 580 M.a. A razão inicial do sienogranito porfiróide (0,7132) é relativamente elevada indicando contribuições significativas de áreas fontes isotopicamente mais evoluídas.

ABSTRACT

The mapped area, covering about 100 Km² in the Atibaia and Bom Jesus dos Perdões townships, eastern São Paulo State, shows as its main geologic feature the Atibaia granitoid massif (outcrop area about 65 Km²). It appears as a wedge (general NNE orientation) within amphibolite-facies metamorphic rocks, limited by two large shear zones and associated faults, one to the NW, the other to the S.

Three main facies are described as the massif's constituents. The predominant one (about 98% of outcrops) is an inequigranular medium-coarse grained porphyroid syenogranite, grayish pink, with a color index (CI) of about 10. The second facies is a fine to medium-grained grey monzogranite presenting whitish quartzo-feldspathic nodules, up to 2 cm in diameter. The third facies is very similar to the former, but devoid of nodules; sporadically, some larger K-feldspars appear.

The main syenogranite shows synplutonic dykes and granitic (pegmatitic to aplitic) irregular smaller bodies, as well as microgranular enclaves and metamorphic xenoliths.

Several smaller occurrences of older pre-Atibaia granites are found within metamorphic rocks. Mappable units of a garnet-bearing two-mica whitish granite are observed as well as a greyish porphyritic monzogranitic to granodioritic rock (CI about 15); one larger unit (several hundred m) of this facies occurs to the W of the Atibaia massif. To the E a grey fine-grained syenogranite (CI≈10) is found; a porphyritic grey-reddish syenogranite (CI≈10) occurs to the N.

Appearing within basement rocks to the W of the massif, several penetratively foliated granodioritic, tonalitic and quartzo-dioritic rocks are observed as smaller bodies with a NNE elongation.

A general parallelism between the regional NNE tectonic structures and a sporadically found magmatic foliation within the Atibaia granite, as well as the predominant NNE elongation

of the massif itself, suggest a continuous deformation pattern controlling the intrusion of magmas (ductile phase) as well as the final generation of mylonites and cataclasites (ruptile phase) by deformation of the crystallized syenogranite. The deformation, concentrated along fine anastomosed bands, is responsible for the formation of various textural subtypes (from undeformed granite to ultramylonites and even phyllonites).

The predominant syenogranite is very homogeneous, thus indicating that the source region was a uniform protolith or, alternatively, that the magma was thoroughly homogenized before intrusion.

Chemical data (14 samples) show an alkali-calcic tendency (Peacock's diagram) and a metaluminous character (diagram by Maniar & Piccoli). In discriminant diagrams (e.g., R1 versus R2) the data plot within the field of late orogenic granites. Contents of some trace elements (Ba, Sr, Rb, Zr) are similar to those cited for other Itu belt occurrences.

The Atibaia massif (with a Rb-Sr isochron age of 573 ± 14 M.a.) is probably synchronous with the younger granitoids that make up the Itu Belt of late to post-orogenic granites; an age of about 580 M.a. is proposed in the literature for these intrusions. The observed $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial ratio, though, is uncharacteristically high (0.7132), pointing to significant contributions from isotopically evolved source regions.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que colaboraram para que esta dissertação fosse elaborada.

Agradeço em especial a:

- Horstpeter H.G.J. Ulbrich pela orientação e incentivo constantes;
- Sílvio R.F. Vlach, pelo incentivo e apoio no trabalho de campo, pelas idéias e sugestões e pelo companherismo;
- Valdecir de Assis Janasi, pela revisão crítica;
- Ricardo Miguel Tamura, Normando Claudino Moreira de Queiroga, Gustavo Corrêa de Abreu, Gergely A.J. Szabó e Mário C. Campos Neto pelo apoio nos trabalhos de campo e incentivo;
- Alex G. Pellogia pelo auxílio na confecção dos desenhos e do mapa;
- C.G.C Tassinari e equipe pelo auxílio nas análises geocronológicas.

O desenvolvimento desta dissertação contou com o apoio financeiro da FINEP e FAPESP; na fase inicial o autor obteve bolsa de estudo da CAPES.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES E OBJETIVOS

Apesar de haver vários trabalhos envolvendo direta ou indiretamente os granitóides presentes no Maciço de Atibaia, era grande a escassez de dados, particularmente de tipo mineralógico e petrográfico.

A caracterização mais precisa do contexto regional só foi realizada como decorrência do programa geral de mapeamento do Estado de São Paulo, em escala 1:50.000, coordenado pelo PRÓ-MINÉRIO. Resultados destes trabalhos foram os mapeamentos das folhas de Piracaia (Campos Neto et al., 1983) e Atibaia (Oliveira et al., 1985), nos quais são identificados, com mais precisão, os limites e a forma do maciço, além de aspectos mineralógicos e estruturais.

A determinação das características mineralógicas, petrográficas, geocronológicas, de quimismo de rochas e minerais, bem como as relações estruturais das rochas do maciço e das encaixantes é de suma importância e possibilitou um melhor conhecimento da evolução geológica do Maciço de Atibaia.

Neste trabalho procurou-se também contribuir para a familiarização das rochas encaixantes ao maciço que fazem parte de uma complexa sequência sedimentar e vulcano-sedimentar metamorfisada em alto grau com variável migmatização e compartimentada no bloco Jundiaí (Almeida et al., 1976; Wernick et al., 1976; Campos Neto et al., 1984).

1.2. LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO

A área em questão está compreendida na parte sudeste da folha topográfica de Atibaia em escala 1:50.000 (SF.23-Y-C-III-2, IBGE, 1984) e na parte sudoeste da folha topográfica de

Piracaia em 1:50.000 (SF, 23-Y-D-I-1, IBGE, 1984). É balizada a norte e noroeste pelo município de Atibaia, a nordeste pelo município de Bom Jesus dos Perdões e a sudoeste pelo município de Mairiporã.

A área mapeada possui cerca de 100 km² (13 x 8 km), predominando os granitóides do Maciço de Atibaia e secundariamente outras ocorrências granitóides e as rochas meta-vulcano-sedimentares encaixantes.

O acesso a área faz-se por estradas de rodagem, seguindo-se, a partir da cidade de São Paulo, pela Rodovia Fernão Dias e tomando-se em seguida várias pequenas estradas não pavimentadas que partem desta rodovia, entre Mairiporã (km 38) e Atibaia (Km 65), em direção leste (Figura 1.1). A área mapeada é bem servida por estradas vicinais não pavimentadas e caminhos.

1.3. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A região de Atibaia apresenta, segundo Carvalho et al. (1975), clima intermediário entre Cwa e Cwb (na classificação de Köppen), ou seja, verões chuvosos, invernos relativamente secos e temperaturas de verão abrandadas pela altitude, sendo caracterizado como de "tropical de altitude".

Nas bordas do Maciço de Atibaia, a vegetação primitiva foi substituída por culturas agrícolas e áreas de pastagem de gado leiteiro. No interior do maciço, com solo predominantemente ácido e pedregoso e ainda com terrenos mais acidentados, a vegetação original esta melhor preservada possuindo inclusive formações vegetais florestais; ocorre, entretanto, um crescente aumento de áreas denudadas e reflorestadas com Pinus sp. e Eucaliptus sp., mesmo sendo esta área protegida pelo IBAMA.

Segundo Ponçano (1981), a região localiza-se na porção centro-oeste da "Serrania de São Roque", que por sua vez está inserida na grande província do Planalto Atlântico. A Serrania de São Roque é uma extensa área montanhosa de constituição litológica diversificada que abrange xistos, gnaisses, granitos

e migmatitos. O relevo do dominante é do tipo montanhoso com serras alongadas, topos angulosos e vertentes ravinadas com perfís retilíneos a convexos; a drenagem é de alta densidade, com padrão paralelo pinulado e de vales fechados.

São Observados pontos bastante elevados dentro do Maciço de Atibaia, com destaque para a Serra da Pedra Vermelha (1340 m) na parte sul, Morro dos Pintos (1400 m) ao centro, e Morro da Pedra Grande (1418 m) na parte noroeste. Próximos a estes picos, têm-se vales encaixados a cotas em torno de 920 - 940 m.

Figura 1.1. Localização e acesso a região de Atibaia e vizinhanças.

CAPÍTULO 2

METODOLOGIA

Os trabalhos elaborados para a confecção desta dissertação tiveram início com pesquisas bibliográficas e reconhecimento preliminar da região, seguido de mapeamento de semi-detalle com ênfase nas áreas de ocorrências graníticas. A petrografia procurou abranger e definir os diversos tipos litológicos, bem como serviu de base para seleção das amostras destinadas às análises químicas e geocronológicas.

2.1. TRABALHOS DE CAMPO

Tendo em vista a complexa distribuição e correlação de tipos granitóides dentro de um maciço, torna-se imprescindível mapear esses corpos em termos de fácies (ver Ulbrich, 1984; Vlach, 1985; Janasi, 1986), agrupando as ocorrências de acordo com as observações macroscópicas e de escala de afloramento. Tais observações incluem coloração dos granitóides, granulação, características dos megacristais eventualmente existentes, textura, proporção dos minerais félsicos e máficos, orientação estrutural e a presença de veios e bolsões pegmatóides e aplitóides.

Devido a existência em uma mesma unidade de sub-unidades diferenciadas por processos tectônicos "pós-emplacement" julgamos necessário distinguir essas sub-unidades de acordo com o grau de deformação imposto, atribuindo-se limites subjetivos entre uma e outra sub-unidade (ou sub-fácies).

Como apoio cartográfico, foram utilizadas imagens aerofotogramétricas (IBC-GERCA, 1972) em escala 1:25.000, cartas topográficas do IBGE em escala 1:50.000 (folhas Atibaia, Piracaia e Mairiporã) e 1:10.000 (editadas pelo IGC-São Paulo, 1985).

Em uma fase preliminar, de reconhecimento da área, efetuaram-se perfis ao longo do maciço e das áreas adjacentes que afloram em vias principais e secundárias de fácil acesso, e posteriormente passou-se ao mapeamento sistemático de detalhe, utilizando-se basicamente os mapas topográficos em escala de 1:10.000.

2.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Concomitantemente aos primeiros trabalhos de campo foram confeccionadas algumas lâminas petrográficas das rochas coletadas que serviram para uma análise preliminar e de orientação dos trabalhos de campo de maior detalhe.

Concluído o mapeamento de detalhe e tendo uma visão adequada da área passou-se efetivamente para análises de laboratório.

2.2.1. Microscopia e modas

No estudo petrográfico-mineralógico-textural das amostras coletadas foi utilizado o microscópio petrográfico; as determinações do teor de An em plagioclásio foi realizada com uma platina universal de 4 eixos. As modas em lâminas delgadas foram obtidas através de um "point counter"; essas lâminas foram transladadas por um "charriot" acoplado ao microscópio. Contagens modais em rochas porfiróides foram também feitas em fatias de rocha (100 a 200 cm²) previamente coloridas por meio da técnica do cobalto-nitrito de sódio (coloração seletiva do feldspato potássico).

Platina Universal

A determinação da composição de alguns plagioclásios, geralmente zoneados, foi realizado em cristais geminados através do método de Rittmann (Bonorino, 1976).

Este método consiste em medir a extinção nas seções normais às maclas de albita, caracterizadas pela extinção simétrica dos diferentes indivíduos justapostos. O valor máximo medido proporciona, por meio da curva dos ângulos de extinção simétrica (curva de Michel-Levy), a porcentagem de anortita.

O procedimento é facilitado quando é possível identificar a geminação do Periclínio, ou clivagens (010) e (100) no grão, já que a sua intersecção define a direção do eixo cristalográfico (a), que pode ser verticalizado; nessa posição são máximos os ângulos de extinção simétricos para os plagioclásios menos cálcicos.

Coloração do feldspato potássico

Este método compreende uma série de etapas:

- 1- Confecção e polimento da fatia de rocha, com dimensões lineares pelo menos 10 vezes maior que o maior grão da rocha.
- 2- Preparação da solução de cobalto nitrito de sódio (ver, por ex., Sartori, 1978).

a) dissolver 18 g de nitrito de sódio numa quantidade de água destilada até completar 50 ml;

b) dissolver 5 g de nitrato de cobalto em 5 ml de ácido acético, acrescentando água destilada até completar 50 ml;

c) juntar as duas soluções, agitando com um bastão de vidro, para obtenção de 100 ml de uma solução de cobalto nitrito de sódio.

- 3- Ataque ácido da fatia de rocha.

a) submergir a fatia de rocha por cerca de 15 a 20 segundos em ácido fluorídrico concentrado (tomar precauções adequadas!);

b) retirar a fatia do ácido e submergir em cuba de água destilada (para retirar o ácido).

4- Coloração.

a) submergir a fatia na solução de cobalto nitrito de sódio, durante 25 a 30 segundos;

b) lavar a superfície colorida da fatia com água corrente destilada (não em forma de jato, pois pode arrancar a película colorida formada) e deixar secar ao natural.

A solução de cobalto nitrito de sódio deve ser preparada no momento de seu emprego; um volume de 100 ml é suficiente para a coloração de um conjunto de 15 fatias.

A contagem modal é realizada superpondo-se à fatia um planímetro de pontos transparente adequado. No presente caso foi utilizado um de acetato que contem uma malha quadrada pontilhada com 100x100 pontos, espaçados de 2 em 2 mm.

2.2.2. Geocronologia

Critérios de seleção de amostras

Os critérios de seleção basearam-se na coleta de amostras que apresentassem os menores graus de deformação tectônica, e que guardassem distância das margens do maciço que julgamos suficiente para que eventuais efeitos de migração seletiva de elementos e/ou contaminação por material proveniente das rochas encaixantes não invalidassem as análises.

Procurou-se, também, utilizar amostras distribuídas ao longo de todo o maciço afim de obtermos um maior espalhamento dos pontos analíticos. No entanto, Tassinari (1988) restringe a utilização de afloramentos distintos. Para este autor podem aparecer corpos graníticos exibindo valores de razões iniciais diferentes em seu interior, invalidando o significado geológico de uma possível colinearidade que surja no gráfico.

Sistemática de laboratório

As amostras selecionadas foram fragmentadas em britador de mandíbulas em quantidades estatisticamente representativas (14 no total). As dimensões das amostras foram geralmente superiores a cerca de dez vezes o maior cristal encontrado, portanto amostras de até 35 cm de diâmetro médio (ver Hutchinson, 1974).

Em seguida as amostras foram quarteadas e moídas numa primeira fase em moinho de disco de Tungstênio (IAG-USP) e posteriormente pulverizadas em moinho de ágata. A granulometria do pó, controlada com peneiras de cobre e de telas de "nylon", foi mantida sempre superior a "mesh" 200. Os resíduos finais, geralmente de quartzo, foram novamente moídos em almofariz de ágata, adicionados ao restante da amostra e mais uma vez pulverizados em moinho de ágata do DMP-USP; 20 gramas de cada amostra foram enviadas ao laboratório de Geocronologia-USP.

Passou-se então às análises semi-quantitativas de Rb e Sr, através de fluorescência de Raios-X, utilizando-se de um aparelho Philipps com tubo de molibdênio ou tungstênio. Os valores $(Rb/Sr)_{total}$ obtidos possibilitaram uma seleção final das amostras a serem analisadas.

As amostras selecionadas para as análises finais foram atacadas quimicamente em cadinhos de teflon com HF e H_3ClO durante 12 horas. Após a liberação dos elementos químicos de cada amostra o Rb e o Sr foram separados por passagem da solução em colunas com resinas do tipo Dowes 50 v-X, de "mesh" 200 a 400 em meio clorídrico.

As análises espectrométricas dos isótopos de Sr foram obtidas a partir da separação em monofilamento e com adição de $H_3P_2O_5$, utilizando-se um aparelho modelo VG-354 acoplado a um microcomputador HP-9800 série 200 (detalhes em Kawashita et al., 1983)

As constantes utilizadas nos cálculos de normalização e de idades são as propostas por Steiger e Jager (1978):

$$\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$$

$$\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$$

$$\text{Rb}^{85} / \text{Rb}^{87}_{(\text{normalizado})} = 2,5926 \pm 0,0037$$

2.2.3. Quimismo de rochas

As análises químicas de rochas foram feitas primeiramente pela GEOLAB (divisão de laboratórios da GEOSOL). Conforme informações cedidas pelo laboratório foram utilizadas as seguintes rotinas:

Fluorescência de Raios X: foram analisados os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e MgO com limite de detecção de 0,10%, e CaO , TiO_2 e P_2O_5 com limite de detecção de 0,01%;

Via úmida: análise de CO_2 com limite de detecção de 0,01%;

Volumetria: análise de FeO , com limite de detecção de 0,05%;

Absorção atômica: análise de Na_2O , K_2O e MnO , com limite de detecção de 0,01%;

Fluorescência de Raios X (técnica do pó prensado): análise de Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y com limite de detecção de 10 ppm;

Gravimetria: H_2O^+ , com limite de detecção de 0,01%; água de umidade (H_2O^-), com limite de 0,01%;

Técnica do eletrodo do íon específico: análises de F, com limite de detecção de 0,003 ppm.

Com os resultados em mãos, constatamos certa incoerência nos valores principalmente de K_2O com aquilo que era esperado através dos estudos petrográficos e a moda já efetuados.

Solicitamos então que as análises fossem refeitas, no que fomos prontamente atendidos pelos responsáveis do laboratório.

Os valores da segunda análise da GEOLAB, mais coerentes, mostraram diferenças não sistemáticas de até 25% relativo às anteriores para K_2O . Houve uma diminuição nos valores de K_2O , compensado com um aumento de SiO_2 ; os demais elementos maiores, menores e traços mantiveram-se, para nossa surpresa, inalterados, indicando que foram refeitas apenas as análises para SiO_2 e K_2O .

Em virtude de persistirem dúvidas, decidimos remeter as amostras para o Imperial College de Londres, Inglaterra. Os resultados obtidos, que consideramos definitivos para o nosso trabalho, mostram valores bem diferentes principalmente para MgO , Na_2O , K_2O e $Fe_2O_{3(t)}$.

Foram analisados os seguintes elementos traços no Imperial College: Ba, Be, Co, Cr, Cu, La, Ni, Sr, V, Zn e Zr.

Para ilustrar as diferenças, selecionamos 2 amostras apresentando os valores obtidos pela GEOSOL (segunda análise) e do Imperial College (IC) (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Comparação entre valores obtidos pelas análises na GEOSOL e no Imperial College (IC), em duas amostras.

	ATI-142			ATI-16A		
	GEOSOL	IC	d%	GEOSOL	IC	d%
SiO ₂	67,70	67,95	0,37	74,9	75,42	0,69
Al ₂ O ₃	14,70	14,80	0,67	12,0	11,73	2,25
Fe ₂ O ₃	3,30	3,51	6,00	2,20	2,31	4,76
MgO	0,56	0,92	39,1	0,1	0,18	44,44
CaO	1,9	1,95	2,56	0,96	0,99	3,03
Na ₂ O	3,8	3,26	14,21	3,0	2,67	11,00
K ₂ O	5,9	5,46	7,45	5,8	5,48	5,51
P ₂ O ₅	0,17	0,19	10,52	<0,05	0,04	(dme)
TiO ₂	0,59	0,58	1,7	0,22	0,26	15,38
MnO	0,05	0,04	(dme)	0,05	0,05	(dme)
PF	1,46	0,83	43,0	0,77	0,62	19,5
Ba	1074	1110	3,2	421	425	0,9
Cu	5	<15	(dme)	<5	<15	(dme)
Ni	6	<15	(dme)	9	20	55,0
Sr	260	220	15,4	63	60	4,7
V	45	50	10,0	48	<15	68,8
Zr	124	480	74,2	280	365	23,3

Obs. Os valores dos elementos maiores e menores são dados em porcentagem do óxido; elementos traços em ppm; (dme): dentro da margem de erro ou do limite de detecção; d%: diferença dos valores medidos entre a GEOSOL e o IC dividido pelo maior valor (em porcentagem).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. SÍNTESE DOS TRABALHOS ANTERIORES

O Maciço de Atibaia não havia sido até o presente trabalho alvo de mapeamento geológico específico.

No Mapa Geológico do Estado de São Paulo em 1:1.000.000 publicado pelo IGG (1963) e no seu texto explicativo (Wohlers, 1964), rochas granitóides próximas ao Maciço de Atibaia e o próprio maciço são agrupadas e consideradas como "intrusivas ácidas" em gnaisses e mica xistos do Complexo Brasileiro (Pré-Cambriano Inferior). Para Wohlers, os xistos, filitos e quartzitos do Grupo São Roque são posteriores às rochas do maciço; esta afirmação é corroborada, segundo o autor, pelo fato de não haver efeitos térmicos de contato das "intrusões" sobre os metamorfitos além de efeitos de deformação.

Ebert (1968) descreve a existência de granitos e ortognaisses "assínticos", e de rochas dos Grupos Amparo e Paraíba na região de Atibaia.

Paoliello & Mezzalira (1974), no Mapa Geológico do Estado de São Paulo (1:1.000.000), delimitam o Maciço de Atibaia, e o enquadram em terrenos gnáissicos e migmatíticos (Figura 3.1).

Hasui et al. (1978) colocam o "corpo" granítico de Atibaia como pertencente ao fácies sin-tectônico Cantareira, tendo em vista, principalmente, sua homogeneidade composicional, textural e foliação marcante.

Wernick & Penalva (1978) descrevem "Rochas Granitóides da Zona Cristalina Norte de São Paulo", situando o "granito Atibaia" no grupo da porção SE, próximo ao contato tectônico entre essa zona e a faixa de Dobramentos Apiaí. Para os autores, esse grupo constitui-se de vários corpos isolados, circunscritos, meso- tectônicos, simples e tardi- ou pós-tectônicos. Predomina a composição granítica sobre a

granodiorítica, e as texturas são equigranulares ou porfiróides. Os contatos são discordantes, com irradiação de veios e apófises; a tectônica de borda apresenta-se mais ou menos intensa; a presença de xenólitos é relativamente comum. Para os mesmos autores, a natureza da rocha encaixante (gnaisses e anatexitos) impede a observação dos prováveis efeitos metamórficos de contato.

Figura 3.1. A geologia da região de Atibaia no contexto regional, conforme interpretação de Paoliello & Mezzalana (1974). mx: mica-xistos; mb: metabasitos (anfíbolitos); fm: filitos, metarenitos e metaconglomerados; q: quartzitos; cd: calcários e dolomitos; gm: gnaisses e migmatitos; cruzeis(+): granitos e migmatitos associados; Sc: sedimentos cenozóicos.

No Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro e Iguape (Schobbenhaus Filho, 1979), o Maciço de Atibaia aparece intrusivo em rochas do Grupo Amparo.

Bistrichi et al. (1981) situam o Maciço de Atibaia no Maciço de Guaxupé, atribuindo-lhe caráter sin-tectônico (Facies Cantareira), e estando encaixado à leste no Complexo Paraíba do Sul e à oeste no Complexo Amparo (Figura 3.2).

Campos Neto et al. (1983) descreveram a "Suíte Atibaia" na sua porção leste, caracterizando-se como corpos arredondados a

Figura 3.2. A região de Atibaia no contexto geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000 (IPT, 1981). Complexo Amparo: 8; Complexo Paraíba do Sul: 7; Grupo São Roque: 6; Complexo Embu: 5; Granitóides da Suíte Cantareira: 4; Granitóides da Suíte Itu: 3; Granitóides indiferenciados: 2; Quaternário Indiferenciados: 1.

irregulares de dimensões reduzidas (com exceção do Maciço de Atibaia), discordantes em relação às estruturas regionais e essencialmente isotrópicos. Petrograficamente, são descritos granitos ricos em microclínio, equigranulares, de granulação média e cor rosada, além de avermelhada e cinzenta. As rochas encaixantes são agrupadas no Complexo Piracaia ("rochas gnáissicas e blastomiloníticas gnáissicas com possante unidade de xistos no topo; intercalam um complexo granitóide intermediário intrusivo e o conjunto encontra-se migmatizado"). A Figura 3.3 apresenta uma compilação inédita de M.C. Campos Neto e A.C.B.C. de Vasconcellos (1985).

Figura 3.3. A geologia da região de Atibaia na interpretação de M.C. Campos Neto e A.C.B.C. de Vasconcellos (1985).

Oliveira et al. (1985) mapearam a parte oeste do maciço. Observaram que o seu alongamento (N-S) é concordante com a foliação regional. São descritos granitos 3a e 3b, com quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e hornblenda; a granulação é média a grossa ou até muito grossa, e geralmente as rochas são equigranulares, sem contudo serem porfiróides. Exibem textura cataclástica, com quartzo e feldspatos estirados. Ressalta-se a abundância de xenólitos de formas e dimensões variadas nas bordas do corpo. Estudos de tipologia de zircões, indicou linhagem subalcalina para tais granitos.

3.2. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Observamos na literatura internacional vários trabalhos tentativos de classificação e compartimentação de rochas granitóides, com o desdobramento dos granitos crustais em derivados de rochas orto- e para-metamórficas (Didier et al., 1982), da caracterização de uma sequência de granitos gerados a partir de diferentes fontes (granitos S, I, M e A; ver resumo crítico em Vlach, 1985), da subdivisão dos granitos I em tipos Cordilheranos e Caledonianos (Pitcher, 1982), e do sequenciamento em "séries de granitóides cogenéticos" (as sete séries definidas por Lameyre & Bowden, 1982).

No Estado de São Paulo ocorrem rochas granitóides por praticamente todo o embasamento cristalino (cerca de 30% da área total), cujo conhecimento vêm sendo satisfatoriamente ampliado.

Datações geocronológicas têm permitido reconhecer a presença de terrenos de idades desde arqueanas até do paleozóico inferior. O mapa geológico do IPT (1981) apresenta uma subdivisão maior em áreas dobradas (São Roque e Apiaí) supostas de idade brasileira, margeadas por "Maciços Medianos" (de Guaxupé, a norte, e de Joinville, a sul), admitidos como constituídos por rochas mais antigas parcialmente retrabalhadas.

A existência, porém, de grande número de falhamentos importantes, que parecem justapor áreas geologicamente contrastadas, limita a correlação direta entre esses terrenos. A compartimentação em blocos, admitida por diversos autores (Hasui & Sadowski, 1976; Bistrichi et al., 1981; Campos Neto & Basei, 1983) parece ser naturalmente necessária, em virtude da evolução geológica de cada um dos "blocos" poder eventualmente ter pouco em comum com a dos demais.

Estudos de Faixas Dobradas mais jovens mostra, claramente, a existência de terrenos vizinhos, separados por descontinuidades estruturais, correspondendo a "microplacas" justapostas e com evolução anterior totalmente independente (ver, por ex., Kerr, 1983).

Janasi & Ulbrich (1985, 1992), pelo exposto acima, preferiram agrupar as ocorrências granitóides segundo domínios geográficos limitados por falhamentos de extensão regional, que ao nível de conhecimento atual sugere importantes.

Os principais domínios reconhecidos no embasamento do Estado de São Paulo, bem como as mais importantes ocorrências de granitóides aparecem na Figura 3.4.

Campos Neto et al. (1990), em trabalho mais amplo (Figura 3.5), considera que o magmatismo batolítico cálcio-alcalino a álcali-cálcico ocorrido dentro dos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé pode representar regimes tectônicos compressionais associados a subducção de crosta oceânica. Desta forma o Maciço de Atibaia refletiria um magmatismo tipo-I Caledoniano (Pitcher, 1982).

O bloco Jundiaí

Este bloco representa um terreno alóctone, estando limitado a norte pela frente milonítica associada à nappe de Socorro e a sul pela falha de Jundiuvira, que o separa dos metamorfitos de baixo grau do Grupo São Roque. O transporte tectônico da nappe de cavalgamento, para NW, teria se dado no

Figura 3.5. A Compartimentação tectôno-geológica de parte do embasamento no sudeste brasileiro (estados de São Paulo e Minas Gerais) conforme a interpretação de Campos Neto et al. (1990).

início do ciclo Brasileiro (Campos Neto et al., 1984).

A área, para Almeida et al. (1976), situa-se no domínio do Maciço Mediano de Guaxupé. Wernick (1978) considera o bloco Jundiá como correspondente à infra-estrutura de Faixas Dobradas do pré-Cambriano superior, tendo sofrido evolução policíclica, com superposição de eventos brasileiros.

Este bloco é formado predominantemente por unidades meta-vulcano-sedimentares e meta-sedimentares (metamorfisadas no grau alto a médio e afetadas por variável grau de migmatização) denominadas de Complexo Piracaia por Campos Neto et al. (1983).

A foliação principal do Complexo Piracaia gerou estruturas bandadas e fitadas. Estruturas contorcidas de dobras sem raiz, com inclusões tectônicas dentro da foliação, e dobras intrafoliais preservadas com dimensões centimétricas a decimétricas definem uma foliação anterior a D_2 e transposta por esta (detalhes no item 3.3.2).

3.3. GEOLOGIA REGIONAL

Na área em questão, as unidades lito-estruturais que compõem as rochas encaixantes do Maciço de Atibaia são referidas ao Complexo Amparo (Wernick & Penalva, 1978; Oliveira et al., 1985) ou ao Complexo Piracaia (Campos Neto et al., 1983). Sem entrar em discussões mais aprofundadas sobre o confronto das duas versões, segue um resumo das várias unidades identificadas no "embasamento".

3.3.1. Unidades Litoestratigráficas do Embasamento

Complexo Amparo

Dentro do Complexo Amparo foram reunidos xistos, gnaisses e migmatitos, bem como raras ocorrências de rochas granulíticas

e tonalíticas. Almeida et al. (1981) incluem gnaisses a biotita, hornblenda e granada, mais ou menos migmatizados, associados a migmatitos de estruturas diversas com intercalações de xistos, anfibolitos, quartzitos, gonditos e meta-ultrabasitas. Foram incluídos, ainda no Complexo Amparo, granulitos charnoquíticos e enderbíticos.

Mais especificamente, contornando o Maciço de Atibaia, são assinalados por Oliveira et al. (1985), de maneira indivisa, "granada-biotita gnaisses (por vezes com sillimanita); hornblenda-biotita gnaisses; bandados, ocelares, e com intercalações de mica-xistos, xistos básicos, quartzitos, quartzitos feldspáticos e micáceos, meta-arcóseos localizadamente conglomeráticos e anfibolitos". Salienta-se a ocorrência de meta-tonalitos e meta-quartzodioritos em corpos de pequenas dimensões, próximos ao maciço.

Complexo Piracaia

Campos Neto et al. (1983) descrevem "quatro unidades litoestratigráficas, em contatos normais e na maioria das vezes gradacionais, que compreendem a zonas de predominância de tipos litológicos distintos, normalmente, intercalando níveis das unidades adjacentes. Possuem um complexo ígneo intermediário intrusivo e corpos graníticos menores, foliados e alongados". Todas as unidades encontram-se em graus variáveis de migmatização.

Destacam-se duas unidades que fazem contato direto com o Maciço de Atibaia. A primeira corresponde à "unidade dos xistos superiores", de filiação meta-pelítica, contendo granada-mica-quartzo xistos, granada-biotita-quartzo-muscovita xistos, e subordinadamente quartzitos miloníticos. Localizadamente, intercalam-se quartzo-anfibolitos, meta-hornblenda gabros, piroxênio-anfibólio gnaisses, e biotita gnaisses. A segunda unidade ocorre em menor proporção; designada de "unidade dos gnaisses bandados", é composta por granada-labradorita-

hornblenda gnaisses, com bandas quartzosas e quartzo-anfibolíticas; por hornblenda gnaisses com bandas de gnaisses tonalíticos (porfiroclásticos); mais raramente, ocorrem granada-sillimanita-biotita gnaisses, gnaisses granodioríticos, quartzo anfibolitos, gonditos e quartzitos.

Oliveira et al. (1985) descrevem ainda granitos brancos hololeucocráticos em contato tectônico com o Maciço de Atibaia. Esses granitos brancos são englobados no "Maciço de Socorro", que constitui-se em área de corpos descontínuos distribuídos em toda a faixa central da quadrícula de Atibaia (1:50.000). Como variedades associadas, são descritas também fácies de granitos róseos, porfiríticos a equigranulares; granitos róseos de granulação fina, inequigranulares e equigranulares, e granitos extremamente deformados, porfiríticos.

"Granitos" finos, cinzentos, ligeiramente porfiríticos e de composição granítica a tonalítica são englobados no Maciço de Atibaia, porém ocorrem como "corpos satélites".

3.3.2. Geologia Estrutural

Dobramentos

Uma interpretação estrutural é ensaiada por Oliveira et al. (1985). Esses autores reconheceram em princípio uma foliação, S_{n+1} , marcante e penetrativa a todos os "corpos" litológicos mapeados, caracterizada por um paralelismo entre bandamento, xistosidade, orientação dos minerais achatados e estirados, orientação de "schlierens", bandamento migmatítico e outras estruturas. Nos xistos e gnaisses, principalmente em áreas de menor grau metamórfico, um bandamento dado pela alternância decimétrica a centimétrica de materiais de composição diferente, paralela à foliação, sugere um acamamento reliquiar.

A foliação S_{n+1} apresenta atitudes preferenciais próximas a E-W, com mergulhos para SW e SE, de baixo ângulo; nas

proximidades do Maciço de Atibaia, assume valores de direção próximos a NE.

As dobras D_{n+1} , associadas a essa fase de deformação, apresentam plano axial paralelo à foliação principal (S_{n+1}) com atitudes preferenciais em torno de E-W/30S; os eixos apresentam caimento preferencial de 20° para S10W.

Essas dobras, as mais antigas verificadas na região, são caracterizadas por apresentarem dimensões centimétricas a decimétricas, espessamento apical com adelgassamento dos flancos e ângulo interflancos fechados e isoclinais; geralmente são dobras, tanto simétricas como assimétricas, intrafoliais ou intrafoliais sem raízes. As dobras D_{n+1} afetam uma xistosidade pré-existente, além de várias outras estruturas (bandamento composicional, "schlierens" de material granítico, veios quartzo-feldspáticos, etc.). Os granitóides do Maciço de Atibaia e adjacências não são afetados por estas dobras.

A foliação S_{n+1} aparece também nas rochas granitóides que ocorrem na região; é representada por orientação de bandas de "schlierens", orientação de megacristais, ocelos estirados de feldspato potássico, bem como de aglomerados de quartzo recristalizados, com formas sigmoidas. Nas bordas dos corpos maiores, a foliação é marcada pela alternância de gnaisses e lâminas granitóides.

No Maciço de Atibaia, em particular, observa-se orientação dos xenólitos (gnaisses, em geral) e dos minerais constituintes. A foliação medida no maciço apresenta direção em torno de NNE e alto mergulho para NW, concordante com a foliação principal nas bordas do corpo; lineações subhorizontais de estiramento foram observadas junto ao contato do maciço com as encaixantes. Oliveira et al. (1985) concluem que o maciço é sin- a tardi-tectônico à D_{n+1} .

Outros dois conjuntos de dobras foram verificados na região de Atibaia, ambos dobrando S_{n+1} , com estilos semelhantes, cuja distinção é feita principalmente em termos de direções axiais e amplitudes de dobramento.

O primeiro conjunto envolve a maioria das estruturas dobradas em escala de afloramento e é referida a F_{n+2} . São

dobras suaves a abertas, centimétricas a métricas, sem foliação de plano axial, desenvolvendo-se crenulações da xistosidade apenas na zona apical de leitos micáceos. Os eixos das dobras, subhorizontais, mostram direções preferenciais E-W, com planos axiais de direções predominantes próximas a E-W e altos mergulhos para S e para N.

O outro conjunto, menos comum, é representado por dobras semelhantes às do conjunto acima descrito. Em algumas dobras verificou-se a existência de uma clivagem de fratura de plano axial. Para Oliveira et al. (1985), este segundo conjunto é posterior a F_{n+2} . As direções dos eixos das dobras D_{n+3} , também subhorizontais, concentram-se em torno de NNW e NNE, e seus planos axiais em torno de N-S com mergulhos subverticais. Esta fase desenvolve dobras de escala regional, constituindo sinformes e antiformes mapeáveis. Em escala de afloramento, notadamente nas zonas apicais dessas dobras maiores D_{n+2} e D_{n+3} , geram padrões em domos e bacias por interferências.

Na folha de Piracaia (1:50.000), Campos Neto et al. (1983) apresentam uma evolução semelhante à descrita na folha de Atibaia (1:50.000). Para os autores, os gnaisses e xistos do Complexo Piracaia exibem uma foliação principal S_2 responsável pelas estruturas bandadas, listradas ou fitadas. Podem ser observadas dobras intrafoliais sem raízes, com dimensões centimétricas a decimétricas e que admitem a foliação S_2 como plano axial. A orientação de S_2 é preferencialmente para N45E/30SE.

Conclui-se, também, que a foliação de transposição S_2 foi afetada por pelo menos 3 fases de dobramentos superpostos. As duas primeiras seriam homoaxiais, de vergência para NW. A última desenvolve mega-estruturas N-S, correlacionáveis à F_{n+3} de Oliveira et al. (1985).

Falhamentos

Várias zonas de falha foram mapeadas na região, frequentemente caracterizadas pelo desenvolvimento de faixas milonitizadas. As principais são as de Extrema, na porção

noroeste da quadrícula de Atibaia (1:50.000), a de São Bento, a leste da cidade de Piracaia, e a de Jundiuvira, a sul. Esta última separa as sequências acima descritas dos metamorfitos do Grupo São Roque.

Na falha de Extrema, Oliveira et al. (1985) descrevem zonas decamétricas de rochas miloníticas foliadas de direção NE e mergulho elevado. A lineação mineral mostra atitudes preferenciais em torno de S30W/10 e S45W/45. São interpretadas como indicativas de um caráter transcorrente com posterior reativação de caráter normal com rejeito oblíquo.

Na região de Nazaré Paulista, Campos Neto et al. (1983) descrevem milonitos e ultramilonitos, com espessuras de até 200 metros na falha de Jundiuvira, ressaltando o seu caráter transcorrente, e possuindo rejeito dextral com uma componente oblíqua, evidenciada pelo caimento de até 15° nas lineações minerais.

Na parte centro-oeste do Maciço de Atibaia, Oliveira et al. (1985) observaram uma faixa de aproximadamente 2 metros de espessura de rochas miloníticas e ultramiloníticas colocando lado a lado rochas gnaíssicas e granitos do maciço. A foliação apresenta baixo ângulo de mergulho (15° para NW) e direção próxima a NEE, sugerindo que esta zona de falha representa provavelmente inflexões de falhas maiores. Para esses mesmos autores, no pé da Serra de Atibaia, ocorre um importante falhamento de direção entre N20E e N40E, com mergulhos de alto ângulo para NW e para SE, considerado de caráter transcorrente e posteriormente reativado por falha normal inferida pelo forte contraste de relevo observado.

CAPÍTULO 4

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO MACIÇO DE ATIBAIA E ADJACÊNCIAS

O Maciço de Atibaia compreende uma área aproximada de 65 Km², forma grosseiramente elipsoidal alongada segundo NNE na parte sul e infletindo na direção N-S a partir do centro para o norte.

O maciço é contínuo, não sendo observado intercalações maiores de rochas encaixantes.

Foram identificadas 3 fácies graníticas no maciço.

Destaca-se uma fácies de sienogranito porfiróide, rocha amplamente dominante. No campo, caracteriza-se por apresentar matacões de 15 metros ou mais de diâmetro, sendo mais comum dimensões da ordem de 5 a 6 metros, arredondados ou ligeiramente alongados segundo a foliação cataclástica. Menos frequentes são os afloramentos que aparecem como lajeados; alguns desses possuem comprimentos de até 500 metros. Na maioria dos locais, faltam os afloramentos. O solo vermelho alaranjado derivado dessa fácies é bem característico; é bimodal com a fração grossa composta de areia grossa a seixos e a fração fina de material argiloso.

As duas outras fácies, de granito cinzento nodular e de granito cinza claro, são subordinadas. Afloram como blocos e matacões de dimensões em torno de 1 metro; o solo derivado possui coloração progressivamente mais avermelhada à medida que os minerais máficos aumentam suas proporções na rocha original. A granulação, também bimodal, distingui-se da fácies anterior pelas dimensões mais reduzidas dos grãos de quartzo (fração areia grossa a média).

Em torno do maciço podemos destacar as fácies de granito branco a duas micas, granitóide cinzento porfirítico, sienogranito cinzento marginal, sienogranito cinza avermelhado porfirítico, além de granodioritos, tonalitos e quartzo

dioritos metamorfisados. São assinaladas também unidades meta-sedimentares e meta-vulcanossedimentares

Internamente ao maciço, os enclaves, bolsões graníticos, xenólitos e diques, e localizadamente os fenocristais de feldspato alcalino, aparecem orientados e paralelizados entre si (por uma combinação de esforços devidos ao fluxo magmático e ao tectonismo relacionado com as falhas transcorrentes que margeam o maciço).

4.1. Fácies de Sienogranito Porfiróide

Macroscopicamente é uma rocha leucocrática com índice de cor entre 8 e 12, inequigranular média-grosseira. A coloração do feldspato potássico (rosada) e do plagioclásio (branco), combinado com a dos minerais máficos e quartzo, proporciona uma cor róseo acinzentada à rocha, com pequenos contrastes de tonalidade de um ponto a outro dependendo entre outros fatores do grau de alteração e da proporção dos minerais, diferenças entretanto que não são mapeáveis.

Destaca-se o feldspato alcalino (microclínio, à observação microscópica), que atinge dimensões de até 2,5 cm (1,5 cm em média), retangulares a subarredondados. Secundariamente ocorrem cristais de plagioclásio (oligoclásio, ao microscópio) possuindo dimensões máximas de 1,5 cm (0,4 a 0,8 cm em média), e quartzo variando de 0,3 a 1,3 cm. Os minerais máficos (biotita, titanita, allanita e anfibólio) aparecem em geral associados entre si, tendo o conjunto dimensões de 0,3 a 2 cm e formas irregulares. A biotita, dos minerais máficos, é a mais perceptível a olho nú, predominando tanto em quantidade como nas dimensões dos cristais isolados (ao microscópio, encontram-se também zircão, apatita e opacos).

Salientamos, entretanto, que uma foliação cataclástica superimposta, relacionada com as megafalhas transcorrentes regionais, que afeta principalmente a fácies de sienogranito porfiróide amplamente dominante, permite reconhecer nesta unidade várias sub-unidades ou sub-fácies de acordo com o maior

ou menor grau de deformação, estiramento e eventual recristalização dos componentes minerais da rocha.

Os tipos identificados são quatro. O primeiro, denominado de A, é composto de rochas não deformadas a muito pouco deformadas, e os tipos B, C e D representam as variedades sucessivamente mais deformadas e já com marcada foliação secundária. A classificação é meramente qualitativa, e foi definida em função de algumas amostras-padrão. Os quatro tipos texturais-estruturais aparecem ilustrados nas Fotografias 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4 e que são utilizadas, no campo, como referências para identificações.

Adicionalmente, ocorrem tipos mais cisalhados, aqui chamados de tipos E e F, que já são rochas totalmente protomiloníticas e miloníticas; fortemente orientados, eles ocorrem em falhas de menor porte ou em zonas centrais de falhas de expressões maiores.

4.1.1. Xenólitos

Fragmentos das rochas encaixantes são muito frequentemente observadas no interior do maciço, nas vizinhanças de suas bordas podendo ocorrer como enxames notadamente na porção oeste, ou como fragmentos isolados parcialmente digeridos na porção leste.

Possuem formas variadas, desde extremamente alongadas, paralelas à direção da foliação contida nestes xenólitos, a equidimensionais quadrangulares angulosas. São de dimensões decimétricas a centimétricas.

Predominam biotita-xistos com pequenos níveis milimétricos quartzo-feldspáticos de granulação fina. Ocorrem também xenólitos de anfibólio-gnaisses de granulação muito fina e coloração verde escura.

Na maioria dos xenólitos foram observadas dobras, com foliação paralela ao bandamento composicional, possuindo dimensões centimétricas e com perfil desde aberto a fechado.

Fotografia 4.1. Sub-tipo textural-
estrutural A

Fotografia 4.2. Sub-tipo textural-
estrutural B

Fotografia 4.3. Sub-tipo textural-
estrutural C

Fotografia 4.4. Sub-tipo textural-
estrutural D

No afloramento 86 (Anexo I), nota-se um raro xenólito irregular alongado de 20x40 cm de granito branco a duas micas, foliado e fraturado.

4.1.2. Enclaves

Enclaves Microgranulares Escuros

São observados por todo o maciço.

Possuem dimensões centimétricas com formas desde equidimensionais irregulares até ovaladas de contorno irregular ou ainda bastante alongadas; a relação eixo maior/eixo menor pode chegar a 10. São frequentemente orientados, paralela a subparalelamente à direção da foliação no sienogranito porfiróide hospedeiro.

O índice de cor varia entre 25 e 40; a granulação é fina (0,1 a 0,3 mm), e a coloração cinza escuro. A olho nú, observa-se biotita, quartzo e plagioclásio (ao microscópio, encontram-se também feldspato potássico e anfibólio). Localizadamente a biotita forma glomérulos e a matriz da rocha apresenta coloração cinza mais claro. Podem conter fenocristais de feldspato alcalino, retangulares com até 2 cm de diâmetro máximo.

No afloramento 55 (Anexo I) encontram-se enclaves com estruturas e texturas muito variadas, sugerindo recristalização e assimilação parcial ou até total por parte da rocha hospedeira. As Fotos 4.5 e 4.6 mostram casos extremos observados neste afloramento em termos de assimilação parcial dos enclaves pela rocha hospedeira, aparecendo também tipos com características texturais-estruturais intermediárias às retratadas nessas fotos.

Fotografia 4.5. Enclave de granulação fina e coloração escura no sienogranito porfiróide. Afloramento 55 (Anexo I).

Fotografia 4.6. Sienogranito porfiróide contendo enclave que apresenta, em relação ao enclave da foto anterior, megacristais de feldspato alcalino capturados da rocha hospedeira. Afloramento 55 (pedreira abandonada, porção sudoeste do maciço; Anexo I).

Enclaves Tonalíticos Ricos em Máficos

Enclaves de composição tonalítica com quantidades variáveis de minerais máficos (biotita, anfibólio, allanita e titanita, principalmente), entre 30 e 50%, são frequentemente observados próximos da borda leste do maciço. Texturalmente são bastante semelhantes ao sienogranito porfiróide dominante do maciço, distinguindo-se deste pela granulação algo mais fina (média a grosseira) e pela abundância de minerais acessórios de dimensões pouco comuns (allanitas e titanitas com até 5 mm).

Os contatos com a rocha hospedeira podem ser bruscos ou difusos; as dimensões são decimétricas a métricas, possuindo formas irregulares ou grosseiramente alongadas e orientadas segundo direções de controle mega-estrutural como os contatos intrusivos da rocha hospedeira com as encaixantes e/ou a foliação tectônica imposta às rochas do maciço.

Esses enclaves possuem uma íntima relação com os xenólitos. Foram observados alguns desses enclaves tonalíticos possuindo xenólitos de quartzo xistos no núcleo em contatos difusos, sugerindo que estes enclaves originaram-se a partir de variedades de xenólitos da rocha encaixante ricos em quartzo e minerais máficos (quartzo xistos, por ex.), digeridos e parcialmente assimilados pelo sienogranito porfiróide.

4.1.3. Bolsões Graníticos Rosados Finos a Médios

Estas rochas distribuem-se por todo o maciço; possuem formas alongadas com eixo maior paralelo a subparalelo à foliação tectônica nas rochas do maciço. Às vezes uma das extremidades aparece com contatos retos. As dimensões são de decimétricas a métricas.

São rochas de composição granítica, coloração rosada e granulação fina-média (1 a 3 mm). A quantidade de biotita é

variável, de 8 a 15%, podendo formar glomérulos de até 6 mm. O contato com o sienogranito porfiróide é brusco; localizadamente bordas microgranulares, em parte mais ricas em biotita, de até 5 cm de espessura, contornam parcialmente esses bolsões.

No centro desses bolsões aparecem, por vezes, segregações pegmatóides com quartzo e feldspato de 3 a 4 cm. Mais raramente ocorrem megacristais de feldspato alcalino de até 2 cm, retangulares a arredondados, com anéis de biotita circundantes, formando ocelos paralelos à foliação eventualmente presente.

4.1.4. Diques Graníticos Finos

Foram observados apenas no sienogranito porfiróide. São mais frequentes nas bordas do maciço.

Apresentam espessuras de 3 a 50 cm e comprimentos de até 100 ou mais metros. O percurso é suavemente ondulado, porém mostrando direções bem definidas (Fotografia 4.7); podem ser encontrados rompidos ou ramificados e interdigitados com o sienogranito.

A composição é granítica, a coloração rosada e a textura equigranular fina-média (1,5 mm) com variações de um dique para outro (± 1 mm). A biotita (10 a 15%) é o máfico principal; possui hábito placóide. Localizadamente ocorrem diques contendo megacristais de feldspato alcalino arredondados a subretangulares com até 1,5 cm.

Em alguns diques observam-se núcleos pegmatóides, ricos em quartzo, gradando para faixas pegmatóides ricas em feldspato e prosseguindo para faixas externas de granito fino-médio progressivamente mais fino próximo ao contato com o sienogranito (Figura 4.1).

Fotografia 4.7. Vista do extenso lajeado do sienogranito porfiróide. Em destaque o grande número de diques de espessuras centimétricas, e mais raramente decimétricas, subparalelos. Notar que o dique que aparece em primeiro plano apresenta suaves ondulações, sugerindo estado algo plástico da encaixante quando de sua colocação. Afloramento 114 - Morro da Pedra Grande (Anexo I).

Figura 4.1. Dique zoneado, mostrando núcleo pegmatóide rico em quartzo, gradando para uma porção pegmatóide mais rica em feldspato e tendo a parte externa composição granítica e granulação fina. (Afloramento 114; Anexo I).

Localizadamente, ocorrem alguns diques cortando os bolsões graníticos rosados.

A orientação desses diques apresenta situações peculiares. No Morro da Pedra Grande (afloramento 114, a oeste, ver Anexo I) os valores de direção são de N10E a N25E, paralelos a subparalelos à direção da foliação, que também os afeta; os mergulhos são de alto ângulo (70° a 75°) para NW (Figura 4.2). No afloramento 124 (a leste, ver anexo I), a direção é N10E com alto mergulho (73°) para SE. No afloramento 134 (a sudeste, Anexo I), possuem padrões de direção em torno de N65E e N35E, de altos ângulos de mergulho para NW; o padrão N35E neste afloramento é subparalelo à foliação tectônica medida no local. No afloramento 131 (a sudeste, Anexo I), ocorre um padrão de direção principal N65E e um padrão subordinado em torno de N-S; os valores de mergulho, que não podem ser medidos pela falta de exposição adequada, são aparentemente altos (Figura 4.3).

Mais restritamente, foram observados veios quartzo-feldspáticos de coloração rosada, com espessuras centimétricas, e de granulação média, associados à tectônica rúptil tardia.

4.2. Fácies de Monzogranito Nodular

Ocorrem unicamente como blocos decimétricos a métricos isolados dentro do Maciço de Atibaia, espalhadas por superfícies de terreno de 200 metros de comprimento.

São rochas leucocráticas (M' = 10%), de granulação fina (em torno de 0,8 a 2 mm), coloração cinza intermediário a escuro, e contendo nódulos quartzo-feldspáticos de granulação fina rosados a esbranquiçados. Esses nódulos frequentemente exibem, nas suas partes centrais, aglomerados máficos predominantemente compostos por titanita (alguns cristais

Figura 4.2. Afloramento em laje do Morro da Pedra Grande (ponto 114, Anexo I). Diques subparalelos finos graníticos encaixados na fácies sienogranito porfiróide, com bolsões pegmatóides (representadas por pequenas elipses); o maior dos bolsões aparece identificado com cruces. Pontilhado: cobertura de grama.

Figura 4.3. Laje na parte meridional do Maciço de Atibaia (ponto 131, Anexo I). Dique de granito fino ocupando espaço aberto em fraturas conjugadas. Pontilhado: cobertura.

de até 5 mm); apresentam formas irregulares ou alongadas e paralelas à direção da foliação cataclástica, quando existente.

Localizadamente, aparecem variedades de granulação mais fina ($\pm$ 0,5 mm), proporcionando uma coloração bastante escura à rocha.

Nessas rochas a biotita é o mineral máfico principal, allanita e titanita estão subordinados. Nos nódulos quartzo-feldspáticos ocorre um predomínio de titanita e uma quase que ausência de biotita. Mais raramente, alguns dos feldspatos alcalinos surgem como megacristais de até 1,5 cm, retangulares a subretangulares dispersos na rocha.

4.3. Fácies de Monzogranito Cinza Claro

Esta unidade foi observada apenas na Serra da Pedra Vermelha, porção sul do maciço (Anexo I).

A forma deste corpo, apesar de difícil delimitação, é alongada na direção da serra (N65-70E), possuindo cerca de 600 metros na direção do eixo maior.

Da mesma forma que a unidade anterior, aparece como blocos de até 3 a 4 metros de diâmetro, não encontrando-se afloramentos do tipo lajeado.

Macroscopicamente é uma rocha leucocrática (IC=10, principalmente biotita), inequigranular a equigranular fina-média (1 a 2 mm) com poucos fenocristais retangulares de feldspato alcalino (1 a 2 cm), ausentes porém na maioria dos blocos observados. Por vezes exibem estrutura mosqueada e mais raramente aparecem nódulos quartzo-feldspáticos à semelhança dos observados na fácies anteriormente descrita.

4.4. Granitóides Marginais ao Maciço de Atibaia

4.4.1. Fácies de Granito Branco a Duas Micas

Esta fácies encontra-se como corpos de tamanhos variados; os maiores atingem dimensões mapeáveis (Anexo II).

São monzogranitos leucocráticos a hololeucocráticos, equigranulares (2 a 3 mm), contendo biotita, muscovita, e mais restritamente granada; ao microscópio, observa-se também fibrolita (manteada por muscovita). Localizadamente podem surgir variedades algo mais rosadas. O feldspato alcalino em algumas amostras pode atingir dimensões de até 5 mm.

Os litotipos existentes possuem íntima relação com rochas de caráter migmatítico, nas quais veios mobilizados do granito branco a duas micas intercalam-se concordante ou discordantemente à xistos e gnaisses diversos, possuidores, além de quartzo e feldspatos, de quantidades variáveis de granada, sillimanita (fibrolita), muscovita e biotita. Rochas meta-tonalíticas e meta quartzo-dioríticas, gonditos, anfibolitos e outras variedades encaixantes menos comuns podem também serem invadidos por veios desse granito para-derivado.

Estruras do tipo "schollen", estromáticas, flebíticas, dobradas, ptigmáticas e "schlieren" são frequentemente observadas.

Os corpos maiores, mapeados, apresentam as feições descritas acima mais comumente nas bordas. Em direção a seu núcleo observa-se uma maior homogeneidade estrutural, textural e composicional, com aparecimento esporádico de estruturas do tipo nebulítica.

A existência de enclaves de formas irregulares e dimensões centimétricas a métricas, lembrando tipos mais ou menos transformados das rochas encaixantes e apresentando enriquecimento relativamente acentuado em minerais aluminosos (fibrolita, cordierita, granada e muscovita), sugere que se trata de possíveis restitos de fusão parcial num ambiente de anatexia.

É comum a presença de bolsões pegmatóides, decimétricos, alongados segundo a foliação principal observada, contendo plaquetas centimétricas de muscovita e cristais bem formados de turmalina preta. Em geral, no contato desses bolsões com o monzogranito hospedeiro, ocorrem segregações filamentosas, ricas em biotita placóide, com até 20 cm de comprimento e 2 cm de largura.

No afloramento 62 (Anexo I), observa-se um dioritóide cortado por um veio oriundo da injeção de um líquido anatético correlacionável possivelmente à ocorrência adjacente de um corpo de granito branco a duas micas.

Em afloramentos de rochas semi-alteradas fica evidente a existência de duas foliações plano-lineares, ressaltando-se o quartzo na superfície diferencialmente interperizada.

4.4.2. Fácies de Granitóide Cinzento Porfirítico

Esta fácies é observada apenas nas proximidades da margem oeste do Maciço de Atibaia. São corpos mapeáveis, possuindo algumas centenas de metros de comprimento.

Modalmente predominam monzogranitos sobre granodioritos.

São rochas leucocráticas com índice de cor entre 13 e 17%, porfiríticas de matriz inequigranular fina-média. À observação macroscópica, destacam-se principalmente os megacristais de 5 a 25 mm de feldspato alcalino brancos ou levemente rosados; os grãos menores mostram-se geralmente arredondados a ovalados, enquanto os maiores são, mais frequentemente, retangulares. Variedades texturais, observadas inclusive em escala de afloramento, ocorrem por variações tanto no tamanho como na forma dos megacristais, além de aparecerem eventualmente variedades possuindo aglomerados de até 1 cm de biotita.

São comuns estruturas de fluxo magmático, com orientação de megacristais e aglomerados máficos; possuem direções paralelas à foliação cataclástica quando esta encontra-se presente.

Invariavelmente, ocorrem nestas rochas enclaves escuros de granulação muito fina, mesocráticos, composição tonalítica a quartzodiorítica e com formas alongadas e iso-orientadas (em geral concordantes com a foliação cataclástica). As dimensões desses enclaves são variáveis: centimétricos, decimétricos ou até métricos. O contato com a rocha hospedeira é brusco; às vezes surgem alguns enclaves transformados, exibindo uma borda

de reação de composição intermediária entre o enclave e o monzogranito.

O afloramento 92 (Anexo I) mostra enclaves de dimensões decimétricas a métricas, sugerindo intrusão por parte do monzogranito cinza porfirítico (Figura 4.4). Como indicado na fotografia, o material invadido encontrava-se provavelmente em estado plástico, com zonas subparalelas de debilidade aproveitadas pelo magma invasor para sua mobilização; no contato entre alguns enclaves e o monzogranito são encontrados filetes máficos ricos em biotita e com muscovita subordinada.

Esses enclaves são divididos em três tipos texturais-estruturais e correlacionáveis às três fácies mapeáveis descritas mais adiante.

Mais raramente, foram observados nódulos de quartzo translúcidos com 2 a 4 cm de diâmetro, e xenólitos de rochas gnaíssicas e possivelmente migmatíticas.

4.4.3. Fácies de Sienogranito Cinzento Marginal

Esta fácies observada apenas no afloramento 53 (Anexo I), aparecendo como pequenos matacões e blocos de no máximo 1,5 metro de diâmetro.

Possui coloração cinza intermediário, índice de cor igual a 10, granulação fina-média e apresenta biotita como máfico principal.

O contato com o sienogranito porfiróide do Maciço de Atibaia é tectônico, por meio de uma falha transcorrente de direção NEE e deslocamento sinistral, que imprime a intensa foliação cataclástica observada nas duas fácies vicinais. Num bloco do sienogranito marginal, entretanto, veios tabulares do sienogranito porfiróide aparece cortando áquelas rochas.

Figura 4.4. Granitóide cinzento porfirítico, contendo elevado número de enclaves microgranulares (de composição diorítica-tonalítica) de formas e contornos diversos, equidimensionais a alongados e subarredondados a angulosos. Afloramento 92 (Anexo I).

4.4.4. Fácies de Sienogranito Cinza Avermelhado Porfirítico

Esta fácies foi encontrada nos afloramentos 19, 100 e 102 (Anexo I). No afloramento 100, a unidade é mapeável (120 metros de comprimento máximo).

É um tipo leucocrático (IC=10), inequigranular porfirítico de matriz média (1 a 3 mm). Os megacristais de feldspato alcalinos são avermelhados, e possuem dimensões de até 1,5 cm (retangulares) ou 0,5 cm (arredondados). O quartzo exhibe coloração levemente azulada. Possui, localmente, foliação com estiramento mineral.

O sienogranito porfiróide do Maciço de Atibaia aparece invadindo as rochas desta fácies nos afloramentos 19 e 102, ora como diques de até 1,5 m, ora como veios de 2 cm. No afloramento 19, o sienogranito porfiróide ocorre como diques paralelos à foliação do sienogranio cinza avermelhado, que esta afetado por uma forte cataclase prévia. Neste mesmo ponto temos um incomum exemplo de "roof pendants" (Figura 4.5).

Figura 4.5. Lasca de dimensões métricas ("roof pendant") do sienogranito cinza avermellado porfirítico englobado por rochas do Maciço de Atibaia. (Afloramento 19; Anexo I).

4.4.5. Granodioritos, Tonalitos e Quartzo Dioritos Metamorfisados

Aqui são englobados vários corpos menores que aparecem ao longo da porção marginal oeste do Maciço de Atibaia.

Ocorrem comumente como blocos isolados, ou agrupados formando unidades mapeáveis, ou ainda como enclaves notadamente no granitóide cinza porfirítico.

Uma das variedades foi observada sendo cortada por veios do granito branco a duas micas; em alguns pontos parece representar melanossomas de rochas migmatizadas, em outros aparece cortando os metamorfitos do Complexo Piracaia.

Possuem uma foliação penetrativa mais bem visível em rochas alteradas. O solo derivado destas unidades é de coloração roxa, e quando intercalada com rochas meta-sedimentares do embasamento confundem-se com estas.

4.5. Unidades Metassedimentares e Metavulcanossedimentares (Xistos e Gnaisses Indivisos)

Estas unidades distribuem-se em torno do Maciço de Atibaia, aqui denominados de **xistos indivisos**.

No campo mostram-se geralmente alterados, derivando um solo vermelho alaranjado.

Em escala de afloramento, os pacotes metassedimentares e meta-vulcanossedimentares são heterogêneos, com bandamento dado por intercalções entre os diversos tipos de rochas e/ou por variações na granulometria dos minerais componentes.

Predominam os muscovita-sillimanita-biotita-quartzo xistos com granada, cordierita e turmalina como acessórios mais comuns. São observados também que veios heterogranulares de composição granítica e coloração rosada invadem esses xistos, formando assim um bandamento adicional migmatítico de espessura milimétrica a métrica; na interface xisto/granito invasor aparecem níveis fitados milimétricos a centimétricos de biotita em cristais bem desenvolvidos.

Localizadamente (afloramento 221; Anexo I) observamos níveis e pacotes predominantemente compostos por quartzo. Nesses locais a tectônica rúptil é destacada, sendo comum a existência de falhas com formação de milonitos (ver Figura 4.6).

Em alguns pontos foi possível observar, em escala de mão, variações gradacionais na composição e na granulação dos níveis metamorfisados (Peloggia & Melhem, 1991).

Gnaisses ocelares de coloração cinzenta são mais comuns à norte do maciço; são de ocorrência restrita e apresentam composição quartzo-feldspática com biotita, muscovita, granada, sillimanita e cordierita como máficos principais.

Aos xistos, intercalam-se com frequência níveis "boudinados" de orto- e para-anfibolitos. Ocorrem em dimensões centimétricas a métricas e apresentam a típica cor ocre devido a alteração sofrida.

Na porção a leste do maciço detectamos várias ocorrências de gonditos em dimensões decamétricas a métricas. A maior resistência ao intemperismo, proporcionada pela elevada concentração de quartzo, facilita o mapeamento dessas rochas. Algumas das ocorrências foram pesquisadas por empresas de mineração; os resultados mostraram que para o momento a exploração do mangânes desses gonditos é economicamente inviável devido ao pequeno volume medido.

4.6. Geologia Estrutural

4.6.1. Estruturas nas rochas marginais ao maciço

Foram identificados nos xistos indivisos e nas rochas gnaissicas de modo geral foliações, lineações de intersecção de planos, lineações minerais, dobras e falhas.

A foliação principal S_2 observada na área é uma feição penetrativa em escala mesoscópica. É representada pela orientação planar de minerais placóides, orientação de minerais fibrosos (sillimanita) e prismáticos (anfibólios), além do estiramento de minerais granulares (granada e quartzo).

Figura 4.6. Perfil esquemático do afloramento 221 (a oeste do maciço; Anexo I); a e b são detalhes ampliados do croqui c, onde destacamos, em a, o espessamento apical na fase D3 e, em b, a crenulação dos níveis micáceos menos competentes, além do falhamento com aparecimento de uma zona milonítica nos níveis mais quartzosos (em c).

Nos xistos indivisos, a foliação S₂ é nitidamente de transposição, e apresenta, entre os planos de xistosidade,

"micro-litons" de sillimanita intensamente deformada. Arcos poligonais em biotita são também observados .

Por existir o caráter de transposição, deve-se tomar cuidado em admitir um bandamento composicional pré-metamórfico coincidente com o atual bandamento composicional metamórfico (concordante com S_2). No afloramento 243 (Anexo I) temos uma rara exposição onde o bandamento composicional pré-transposição foi preservado (Figura 4.7).

A foliação S_3 , representada por uma clivagem de crenulação, é feição penetrativa tanto em escala de mão como ao microscópio. Por vezes, pode desenvolver microfalhas com pequeno deslocamento da estrutura pré-existente.

Clivagens de fratura não são feições penetrativas em escala mesoscópica, sendo representadas por microfalhas e fraturas que dividem a rocha em fragmentos tabulares ou lamelares.

A foliação nos gnaisses, em especial àqueles marginais ao granito branco a duas micas, é dada pelo estiramento das micas, formação de lentes granoblásticas de quartzo, e fragmentação com rotação eventual de megacristais de feldspato.

Em alguns afloramentos do granitóide cinzento porfirítico marginal, onde este é cortado por uma zona de falha, a cataclase forma padrões anastomosados em torno dos megacristais de feldspato alcalino.

Nos xistos indivisos, as lineações observadas são na maioria relacionadas ao eixo B_3 das dobras da fase D_3 que por sua vez são homoaxiais à fase D_2 . As lineações de intersecção entre S_2 e S_3 , coincidentes com B_3 , são refletidas também por crescimento preferencial de minerais prismáticos e placóides.

As dobras observadas apresentam-se desde a escala microscópica até a mesoscópica.

As dobras D_2 , intrafoliais sem raízes (Figura 4.8), são melhor representadas por dobramentos dos planos micáceos.

Figura 4.7. Amostra de mão exemplificando o bandamento gradacional sedimentar preservado no metamorfismo. Níveis (a) ricos em fibrolita e micas (composição pré-metamórfica argilosa) gradam para níveis (b) de granulação mais grosseira com predomínio de quartzo (composição pré-metamórfica arenosa).

As dobras D_3 (Figuras 4.6 e 4.9) são geralmente fechadas a serradas, com espessamento apical e adelgassamento de flancos nas variedades menos competentes como biotita-xistos, e mais homogêneas nas variedades mais competentes como quartzitos e

Figura 4.8. Dobras D2; aparecem melhor em níveis micáceos intrafoliais à S2.

meta-arcóseos. Pode ainda desenvolver, nas variedades menos competentes, crenulações centimétricas (Figura 4.6.b) ou associar-se a pequenos falhamentos nas variedades mais competentes (bancos quartzíticos representados na Figura 4.6.c).

Dobras tardias são bastante comuns nos afloramentos; são de perfil aberto e não possuem atitudes de plano axial preferenciais, indicando portanto mais de um evento tardio ou padrão conjugado (Figura 4.9).

4.6.2. Relações de contato

A fácies de sienogranito porfiróide, como já apresentada no item 4.1, apresenta 4 sub-unidades texturais mapeáveis relacionadas com a intensidade da deformação causada pelo cisalhamento superimposto ao maciço de Atibaia.

Esta fácies é a única do maciço que faz contato direto com as rochas marginais.

Figura 4.9. Dobras tardias dobrando suavemente D3 (afloramento 208; Anexo I).

Os contatos são tectônicos e não tectônicos.

No setor ocidental, dominam os contatos tectônicos; prevalecem os tipos texturais C e D (ver item 4.1). A granulação das amostras observadas é sensivelmente mais fina que as observadas nas demais partes do maciço, os xenólitos das rochas encaixantes são angulosos e apresentam contatos bruscos com o sienogranito hospedeiro, e o feldspato alcalino é de coloração mais avermelhada que a comumente encontrada nas variedades menos deformadas, onde é de cor rósea.

Ainda no setor ocidental do maciço, é definida uma zona de falha por fortes alinhamentos fisiográficos, rochas miloníticas e filoníticas de até 2 metros de espessura e veios de quartzo leitoso com espessuras métricas a centimétricas associados. Esta zona de falha é do tipo transcorrente, com reativação para falha normal, e coloca lado a lado as rochas encaixantes, entre elas o granito branco a duas micas com o sienogranito porfiróide. A direção geral deste falhamento (o mais expressivo dos que afetam diretamente o maciço) é N35E. Além de outros critérios, as relações S-C (superfície de cisalhamento vs. foliação) e a rotação dos megacrístais de feldspato alcalino

(Ramsay, 1980; Paterson et al., 1989), mostram um deslocamento dextral na época "pós-emplacement" do maciço.

No afloramento 53 (a leste; Anexo I), observa-se uma zona de falha separando o sienogranito porfiróide (milonitizado) do granito cinzento marginal. A falha é dextrógira com pelo menos 100 metros de deslocamento na horizontal e atitude N65E/subvertical.

Nas demais regiões, dominam os contatos não tectônicos. É nítido o caráter intrusivo das rochas do maciço. As estruturas observadas sugerem que o granito colocou-se como um magma "relativamente móvel", com bordas de espessuras métricas (porção leste) a decamétricas (porção oeste) de granulação mais fina e textura algo equigranular, com "interdigitação" e venulações com as rochas encaixantes e os xenólitos (angulosos na porção oeste porém parcialmente digeridos na porção leste). No sienogranito porfiróide, salientamos a ocorrência de xenólitos do granito branco a duas micas próximo ao contato marginal oeste do maciço.

Pelo exposto acima, o magma granítico colocou-se em porções onde existiam gradientes térmicos e estruturais diferentes. A porção oeste, apresentando uma tectônica relativamente mais rúptil, granulação mais fina do sienogranito nas margens e xenólitos mais angulosos, sugere que o gradiente térmico era maior que o gradiente térmico na porção leste, onde aparecem xenólitos parcialmente digeridos e granulação mais grosseira nas bordas sugerem um ambiente de tectônica relativamente mais dúctil.

O contato entre o sienogranito porfiróide e as duas outras fácies mapeadas no maciço é brusco, aparecendo entretanto em alguns locais próximos a esses contatos fenocristais de feldspato alcalino possivelmente capturados do sienogranito porfiróide hospedeiro. Estas são indicações de que essas fácies menores colocaram-se como diques sin-plutônicos e posteriormente foram rompidos pelos movimentos plásticos do magma sienogranítico em fase de resfriamento. Alternativamente, essas fácies menores podem representar líquidos magmáticos

imiscíveis, formando pequenos diápiros dentro do magma hospedeiro.

4.6.3. Estruturas internas ao Maciço de Atibaia

Internamente ao maciço, além da foliação cataclástica, podemos observar uma orientação preferencial paralela entre diques, enclaves, xenólitos, bolsões graníticos, e eventualmente megacristais de feldspato alcalino. Na porção sul do maciço essa estruturação é um pouco mais complexa, devido provavelmente ao controle local exercido pela interação de esforços causados pelos falhamentos transcorrentes de direção NEE, ligados à falha de Jundiuvira, com os falhamentos NNE ligados à falha de Camanducaia e as forças ligadas ao fluxo magmático.

A oeste do maciço a foliação possui direção geral N20E com altos mergulhos (80°) para SE. Uma segunda foliação cataclástica, de distribuição heterogênea, aparece nesse setor; posterior à primeira, representa pequenas falhas esparsas, de atitude preferencial N40W/subvertical transcorrentes e de deslocamento sinistral, com rejeitos milimétricos a centimétricos.

Na parte leste do maciço a foliação cataclástica apresenta valores em torno de N10E e N15E, com altos mergulhos (80°) para SE. Novamente observa-se um padrão de falhas transcorrentes sinistrais, com cataclase associada; as direções são variáveis entre N60W e N30W subverticais. Aqui essas falhas são ainda mais esparsas que na parte oeste porém mais intensas, com rejeitos de até 1 metro e zonas milonitizadas associadas de 1 a 10 cm de espessura.

Na parte central do maciço a foliação principal apresenta direções em torno de N10E e 75° de mergulho para SE.

A sudoeste do maciço, onde a interação dos dois sistemas regionais de falha é mais intensa (Jundiuvira, NEE e Camanducaia, NNE) a foliação está em torno de N35-40E com

mergulhos de 65 a 70° para NW; ocorrem pequenas falhas com atitudes N80W/50NE contendo rochas miloníticas e falhas transcorrentes de atitudes N10W subverticais.

A sul do maciço a foliação possui direções entre N25E e N35E, subverticais ou com altos mergulhos para NW; têm-se, ainda, falhas transcorrentes sinistrais de atitudes N60W/70NE, correlacionáveis às demais observadas nas outras partes do maciço. Particularmente no afloramento 58 (Anexo I) aparece uma expressiva falha de direção N60E/subvertical, condicionando o alinhamento de blocos e matacões

Resumidamente, a foliação cataclástica mostra uma direção em torno de N10E a N20E do centro para o norte do maciço com altos mergulhos para SE. Na porção centro-sul, essa direção inflete para N25E com mergulhos verticais e passa finalmente para N35E com altos mergulhos para NW na extreminade meridional do maciço.

Os falhamentos e fraturas podem ser divididos em dois grupos direcionais principais. O primeiro ocorre do centro para o norte do maciço e possui direção predominante NNE e representa manifestações colaterais da zona de falha Camanducaia localizada a oeste do maciço. Do centro para o sul predominam direções NEE, representando as manifestações colaterais da zona de falha Jundiuvira, situada a sul do maciço. As pequenas falhas de direção NW distribuem-se por todo o maciço, variando apenas na intensidade, ora com milonitos e cataclasitos associados, ora sem eles.

CAPÍTULO 5

PETROGRAFIA E MODA

5.1. Petrografia das Fácies Granitóides no Maciço de Atibaia

O maciço de Atibaia encontra-se constituído, na sua quase totalidade, por uma fácies de sienogranito porfiróide, no qual identifica-se pelo menos quatro tipos ou variedades distintas, conforme o menor ou maior grau de deformação tectônica a que foi submetido. Predominam os tipos sem deformação, ou apenas pouco deformados (tipos A e B, ver Fotografias 4.1 e 4.2, e comentários no item 4.1), mas os outros tipos são também mapeáveis, na escala adotada (1:10.000) e podem até ser representados em escalas menores (1:50.000).

Muito mais subordinadamente, aparecem outras duas fácies, a do monzogranito nodular e a do monzogranito cinza claro.

5.1.1. Fácies de Sienogranito Porfiróide

Esta fácies é constituída por rochas de granulação média-grosseira, leucocráticas e de coloração róseo-acinzentada. Modalmente, predominam os granitos 3a sobre os 3b.

Ao microscópio, é dominante a textura hipidiomórfica. As dimensões do feldspato alcalino são, em média, sempre superiores às do plagioclásio. O plagioclásio dispoem-se, em geral, em grupos de vários indivíduos (Figura 5.1). Os poucos grãos menores de feldspato alcalino são intersticiais; os maiores imprimem localmente uma orientação de fluxo magmático. O quartzo exibe, em algumas amostras, leve extinção ondulante, enquanto que em outras pode aparecer intensamente deformado, estirado e recristalizado (Fotomicrografia 5.1); destaca-se

Figura 5.1. Agrupamento de vários cristais de plagioclásio (synneusis) (amostra ATI 58).

pelas dimensões que atinge (1,5 - 2,0 cm). Pouco ou extremamente deformada, a depender da deformação imposta, a biotita, encontrada em placas isoladas ou agrupadas, associa-se frequentemente a outros minerais máficos e ao plagioclásio.

O plagioclásio possui granulação bastante variável (1 - 17 mm), predominando cristais em torno de 2 a 6 mm. Subidiomórfico a idiomórfico, mostra hábito ripiforme a tabular. A geminação da Albita é acompanhada por Carlsbad e mais raramente por Periclínio. O zoneamento é complexo, sendo frequente o aspecto setorial. De modo geral, os núcleos nos grãos maiores são de oligoclásio intermediário a cálcico e as bordas de oligoclásio sódico a albita; nos menores, o zoneamento é geralmente menos marcado e varia de oligoclásio sódico a intermediário no núcleo a albita nas bordas. As bordas, de contornos irregulares, aparecem complexamente intercrescidas com quartzo e microclínio (sugerindo relações de substituição). Habitualmente, os grãos estão deformados (com lamelas de geminação encurvadas, Fotomicrografia 5.2) e fraturados (com preenchimento das fraturas por quartzo, epídoto, zoisita/clinozoisita, fluorita, turmalina, e uma biotita verde, tardia, que grada à clorita).

2 mm

Fotomicrografia 5.1. Cristais deformados, estirados e recrystalizados de quartzo. Nícois cruzados. (amostra ATI 16).

Como inclusões tem-se apatita, zircão, opacos, allanita, raras plaquetas diminutas de biotita, manchas de microclínio e "gotas" de quartzo. Mirmequitas marginais são observadas nos contatos do plagioclásio com o microclínio vizinho. A alteração, moderada, se dá por saussuritização.

O feldspato alcalino (1 - 40 mm), possui granulação mais frequente em torno de 1,5 a 2,0 cm. A textura é predominantemente subidiomórfica tabular, com os grãos maiores mais alongados. A geminação em grade aparece setorialmente, e a de Carlsbad é mais comum em grãos maiores. As pertitas são de diversos tipos: lentes, chamás, veios, e manchas. As bordas dos cristais são irregulares, em parte interpenetradas com as de microclínios vizinhos, e com "corrosões" formando reentrâncias abauladas ocupadas por quartzo globular. As inclusões são de apatita, zircão, allanita, opacos, titanita, biotita e gotas de quartzo. São frequentes também as inclusões de plagioclásio, que aparecem de dois tipos. O primeiro é encontrado como

3 mm

Fotomicrografia 5.2. Grão de plagioclásio dobrado e fraturado. Nícois cruzados (amostra ATI 16).

"manchas" isoladas iso-orientadas, alongadas e de aspecto esquelético, constituídas de oligoclásio sódico e com bordas albíticas, cujo crescimento está claramente controlado pela estrutura do cristal hospedeiro (Fotomicrografia 5.3). O segundo tipo é como verdadeiras inclusões, mostrando grãos, não orientados, composicionalmente similares aos encontrados na matriz da rocha; são ora subidiomórficos e homogêneos, ora portadores de mirmequitas e xenomórficos e com contornos de aspecto "corroído". Bastante raro é o manteamento por plagioclásio. As deformações são caracterizadas por fraturamento e extinção ondulante dos grãos; em casos extremos ocorre rotação de alguns cristais.

O quartzo é seriado, com dimensões médias de 3 a 7 mm. Os cristais menores são intersticiais, os maiores (até 2 cm) constituem mosaicos irregulares alongados ou arredondados, e chegam a englobar plagioclásio e alguns cristais menores de feldspato alcalino. Nas amostras mais deformadas, o estiramento é tal que a relação comprimento/largura pode chegar a 10.

Fotomicrografia 5.3. Megacristal de Feldspato Alcalino, com inclusões iso-orientadas de albita com gotas de quartzo nas bordas dessas inclusões. Nícois cruzados (amostra ATI 55).

A biotita possui granulação média em torno de 3 a 5 mm, não sendo raros os cristais de até 1,2 - 1,4 mm. Subidiomórfica, de hábito placóide, possui pleocroísmo em tons de castanho amarelo claro a castanho esverdeado escuro. As inclusões são de apatita, zircão, allanita, opacos (entre eles, rutílo com estrutura sagenítica), titanita, anfibólio e vermes de quartzo (intercrescimento simplectítico); os três primeiros provocam halos pleocróicos. Biotita esverdeada secundária, pouco pleocróica, aparece frequentemente associada à biotita castanha, formando-se nas suas bordas, ou ao longo das superfícies de clivagem; aparece como múltiplas fibras e lamelas distintas, de tamanhos pequenos. Preferencialmente nas bordas, observa-se, também, recristalização para lamelas de muscovita, acompanhadas de agulhas de mineral opaco (rutílo) e finos grãos de titanita. Clorita verde encontra-se desenvolvida a partir da biotita esverdeada secundária.

O anfibólio ($\leq 2,5$ mm) ocorre associado aos aglomerados máficos, em especial à biotita, com relações de inclusão mútua ou intercrescimento ou, mais provavelmente, de substituição (Fotomicrografia 5.4). Subidiomórfica a xenomórfica, pode aparecer maclada; o pleocroísmo (X=castanho claro, Y=verde

oliva, Z=verde fortemente azulado), o $2V=17-20$, e o valor angular $Z\wedge C=16$ definem uma hastingsita. As inclusões de apatita, zircão, opacos e titanita são comuns.

Dentre os acessórios, a titanita (≤ 3 mm) é subidiomórfica; mostra comumente geminação polissintética (Fotomicrografia 5.5) e por vezes aparece mantendo ilmenita; inclui apatita, zircão, allanita e anfibólio, além de uma biotita castanho esverdeada. A allanita (≤ 1 mm), idiomórfica, pleocróica em tons de castanho amarelado claro a intermediário, apresenta geminação simples e zoneamento concêntrico; as bordas são comumente transformadas à epidoto; inclui apatita, zircão e opacos. Apatita e zircão ($\leq 0,3$ mm) são prismáticos, idiomórficos, e as relações texturais sugerem cristalização praticamente conjunta. Os opacos, magnetita e ilmenita ($\leq 0,8$ mm), incluem apatita.

-----|

3 mm

Fotomicrografia 5.4. Relação de substituição ou de inclusão mútua entre biotita (castanha) e Hastingsita (verde azulado). Nícois descruzados. Amostra ATI 149.

Enclaves Tonalíticos Ricos em Máficos

São comuns nas porções orientais do maciço, caracterizando-se pelo pronunciado enriquecimento em máficos e empobrecimento em feldspato alcalino em relação ao sienogranito hospedeiro. Os contornos dos enclaves são irregulares e a passagem para o sienogranito, mineralógica e texturalmente gradacional, desenha uma zonalidade petrográfica: as áreas centrais e/ou menos transformadas são tonalíticas, enquanto que as bordas (ou os enclaves mais transformados) são granodioríticas ou até graníticas. Ressalta-se que a ocorrência desses enclaves está intimamente relacionada com a presença proximal de xenólitos das encaixantes.

A textura porfirítica ocorre quando as variedades exibem megacristais de feldspato alcalino em matriz equigranular; isto é mais comum nas bordas mais transformadas de enclaves, e parece representar cristais aprisionados e incorporados através da mistura mecânica de material do enclave com o magma circundante, ou talvez crescimento dos feldspatos na matriz ainda sólida do enclave.

O plagioclásio (1 - 4 mm), tabular, subidiomórfico a idiomórfico, exibe bordas irregulares com interpenetração dos grãos, comumente agrupados. A geminação da Albita é acompanhada muito raramente por Carlsbad e Periclínio. O zoneamento, complexo, é setorial. Possui variações entre oligoclásio cálcico-intermediário a sódico. Quartzo (≤ 4 mm), raros cristais de feldspato alcalino e ainda os abundantes minerais máficos, possuem texturas comparáveis ao que já foi descrito para o sienogranito porfiróide. Os máficos destacam-se pelo notável desenvolvimento nas suas dimensões, como por exemplo a allanita (3 - 4 mm), o anfibólio (até 5 mm) e a titanita (até 4 mm).

Enclaves Microgranulares Escuros

São característicos desta fácies os enclaves alongados de granulação fina e coloração escura, que apresentam composição

modal entre quartzo monzodioritos e quartzo monzonitos, sendo sempre mais máficos que as rochas encaixantes. São afetados por uma foliação penetrativa paralela ao seu alongamento e que não ocorre na rocha hospedeira.

Ao microscópio, o plagioclásio (0,3 - 1,0 mm) é subidiomórfico tabular; apresenta-se geminado segundo Albita, Carlsbad e mais raramente Periclínio, e zonado de forma normal ou complexa. As composições variam de oligoclásio cálcico/andesina sódica a oligoclásio sódico, sendo em média algo mais cálcicos que os representante da rocha encaixante. Os contatos entre os grãos são interpenetrados; as inclusões são de zircão, apatita, allanita, biotita e opacos. O núcleo apresenta-se moderadamente saussuritizado. O feldspato alcalino (0,3 - 2,0 mm), subidiomórfico a xenomórfico, tabular e de contorno irregular, exhibe geminação em grade e pertitas em lentes e em chamas; engloba gotas de quartzo, além de minerais máficos (inclusive titanita) e plagioclásio. O quartzo ($\leq 0,5$ mm), é essencialmente xenomórfico e intersticial, deformado e parcialmente recristalizado; exceção a isto são as gotas de quartzo em feldspato alcalino. A biotita ($\leq 0,4$ mm), subidiomórfica a idiomórfica (nas variedades menos diferenciadas), placóide, é pleocróica em tons de castanho claro a castanho esverdeado escuro. Ela ocorre comumente agrupada e ocupa posições progressivamente mais intersticiais em variedades mais diferenciadas; possui inclusões de allanita, apatita, zircão e opacos e altera-se para muscovita e uma biotita verde clara. O anfibólio ($\leq 0,3$ mm), subidiomórfico a xenomórfico, apresenta características ópticas semelhantes às apresentadas pela hastingsita da rocha hospedeira.

Diques Graníticos Finos

Este litotipo é caracterizado pela textura fina-média, a coloração rosada, e a expressiva variabilidade no conteúdo em máficos (2 a 13%). Variedades porfiríticas, contendo megacristais de feldspato alcalino de até 1,5 mm, são

observadas localmente. A análise modal de três amostras situa estes diques no campo dos granítos 3B.

O plagioclásio, deformado e fraturado, ocorre em pelo menos dois tipos texturais diferentes. O primeiro tipo reúne cristais menores (1,5 - 2,5 mm), muitas vezes agrupados, subidiomórficos, de contorno irregular e geminados (Albita, Carlsbad e Periclínio). Possuem hábito tabular a ripiforme, e são zonados de forma complexa. Em geral, as porções mais internas variam de oligoclásio cálcico a andesina sódica, e as porções mais externas variam de albita a oligoclásio sódico. Mirmequitas são frequentes no contato com o feldspato alcalino. Incluem apatita, zircão e diminutas plaquetas de biotita, além de manchas de microclínio em continuidade óptica. Encontra-se moderadamente saussuritizado. O segundo tipo é formado por grãos menores ($\leq 1,0$ mm), xenomórficos a subidiomórficos, tabulares, e geminados segundo Albita e mais raramente por Carlsbad; são pouco zonados (variando de albita a oligoclásio sódico) e menos alterados.

O feldspato alcalino (0,3 - 2,0 mm) é pertítico, contendo, mais concentrados nas bordas do cristal, albita em filmes, lentes e chamás. Subidiomórfico a xenomórfico, tabular a ripiforme, desenvolve geminação em grade e Carlsbad, sendo a primeira mais comum nos grãos intersticiais menores. Frequentemente "invade" o plagioclásio. Possui inclusões de biotita, plagioclásio e apatita. Grãos maiores (5,0 a 7,0 mm), com tendência a constituir megacristais esparsamente distribuídos, são subidiomórficos a idiomórficos, tabulares e de contorno irregular, caracterizando-se pela abundância de inclusões goticulares de quartzo nas bordas. Desenvolvem incipiente geminação em grade e raras pertitas em filmes.

O quartzo, em todas as amostras observadas, encontra-se parcial ou totalmente recristalizado, formando porções granoblásticas. Alguns cristais maiores (2,0 mm) não recristalizados apresentam intensa extinção lamelar.

A biotita ($\leq 1,5$ mm), subidiomórfica, placóide, pleocróica em tons de castanho claro a castanho esverdeado, deformada, forma grupos de vários indivíduos ou aparece isolada; inclui

apatita, zircão, allanita e opacos. Encontra-se alterada de modo similar ao que foi descrito para o sienogranito porfiróide. Dentre os acessórios destacam-se a allanita (1,0 - 2,0 mm), idiomórfica, pleocróica, e a titanita (0,3 - 2,0 mm), subidiomórfica, geminada polissinteticamente e associada à ilmenita.

5.1.2. Fácies de Monzogranito Nodular

As rochas desta fácies são constituídas por tipos de granulação fina-média, coloração cinza intermediária a cinza escura (nas variedades algo mais finas e de maior índice de cor).

Característica proeminente dessas rochas é a presença de concentrações ou "nódulos" de até 20 mm, constituídos por agregados equigranulares de quartzo e feldspatos, nos quais destacam-se, macroscopicamente, alguns cristais maiores de titanita no centro.

Ao microscópio, predomina a textura hipidiomórfica inequigranular a equigranular. O plagioclásio, com geminação da Albita, Periclínio e mais raramente Carlsbad, é subidiomórfico a idiomórfico, apresentando contornos retos ou irregulares, com reentrâncias ocupadas por quartzo e feldspato alcalino. De hábito tabular, possui dimensões que variam de 0,3 a 1,5 mm; raros cristais maiores com até 2 mm são geralmente alongados. Pode ocorrer em grupos de mais de dois indivíduos. Apresenta nítido zoneamento; as bordas finas e relativamente homogêneas variam entre An 17 a An 20, enquanto o núcleo, por vezes com zonalidade ligeiramente oscilatório, apresenta valores mais dispersos (An 31 - 37), sendo algo mais sódico nas variedades mais ricas em feldspato alcalino. Desenvolve mimerquitas em contato com o feldspato alcalino. Apresenta-se deformado e fraturado, e possui inclusões de biotita, apatita, zircão, titanita, opacos e manchas de microclínio. O núcleo encontra-se por vezes fortemente saussuritizado.

O feldspato alcalino, com dimensões entre 0,2 e 1,0 mm, compreende cristais subidiomórficos-tabulares a xenomórficos;

os cristais maiores (até 1,7 mm) são incomuns, sendo idiomórficos e ripiformes. A geminação Carlsbad é acompanhada por geminação em grade setorial (principalmente nas bordas). Albita pertítica em duas gerações é comum; ocorre como lentes e chamas (1ª geração) ou filmes (2ª geração). Inclui plagioclásio, biotita, titanita, apatita, zircão, opacos e, nas variedades mais deformadas, gotas de quartzo.

Quartzo (0,2 - 0,7 mm), xenomórfico, aparece ora intersticialmente, ora formando glóbulos recrystalizados e alongados de até 2,0 mm. Apresenta-se intensamente deformado, com estiramento e surgimento de extinção lamelar ou mesmo filamentosa.

A biotita ($\leq 0,5$ mm) é subidiomórfica e pleocróica em tons de castanho escuro a castanho-amarelo claro (ocorre gradação para tons mais esverdeados nas variedades mais diferenciadas e/ou mais alteradas), formando comumente grupos de vários indivíduos. Inclui, além de minerais opacos, muita apatita e zircão, com desenvolvimento de halos pleocróicos. Os minerais de alteração são os mesmos já citados na fácies anterior.

Allanita, maclada e zonada, pleocróica em tons de castanho-amarelo escuro a castanho-amarelo intermediário, apresenta-se como cristais prismáticos com até 1,5 mm, destacando-se na rocha; inclui apatita e zircão. A titanita ($\leq 0,3$ mm), geminada polissinteticamente, é em geral xenomórfica, ocorrendo associada à biotita ou mantendo a ilmenita. Apatita e zircão são diminutos e idiomórficos. Como minerais de alteração aparecem biotitas secundárias em tons de verde a amarelo esverdeado pálido, sericita, carbonatos e minerais do grupo do epidoto.

Os nódulos encontrados nesta fácies têm composição sienogranítica, e possuem índice de cor comumente inferior a 5. A disposição textural e as características ópticas dos minerais félsicos são comparáveis às descritas para a rocha hospedeira, sendo o plagioclásio algo mais sódico. É notável a assembléia de minerais máficos. A biotita encontra-se em proporções muito reduzidas, enquanto que vários outros minerais máficos atingem dimensões incomuns. A titanita, em cristais xenomórficos a

subidiomórficos com 0,5 a 6,0 mm associa-se a, e em parte inclui, cristais de até 1 mm de apatita, 0,4 mm de zircão e 2,0 mm de allanita, além de opacos (0,2 - 0,5 mm).

5.1.3. Fácies de Monzogranito Cinza Claro

Rocha leucocrática ($10 < IC < 12$) de granulação média a fina, contêm megacristais de feldspato alcalino esbranquiçados e retangulares bastante dispersos na rocha. Modalmente é um granito 3B. Localizadamente foram observados nódulos milimétricos com núcleos de titanita, de modo semelhante ao que foi descrito no litotipo anterior.

O plagioclásio (0,5 - 2,0 mm), ao microscópio, é subidiomórfico tabular a ligeiramente ripiforme com contornos irregulares; é deformado. Geminado (Carlsbad, Albita e mais raramente Periclínio) e zonado, ocorre muitas vezes em grupos (synneusis). Os cristais maiores (em geral mais bem formados) possuem largos núcleos saussuritizados, compostos por andesina sódica, bordejados por oligoclásio cálcico a intermediário. Os cristais menores (subidiomórficos a xenomórficos) possuem zoneamento menos destacado; os núcleos são de oligoclásio intermediário e as bordas de oligoclásio sódico a albita, com presença por vezes de mimerquitas marginais. Inclui diminutas plaquetas de biotita, apatita, zircão e opacos.

O feldspato alcalino (0,3 - 3,0 mm), pertítico, exhibe geminação em grade setorial e Carlsbad. Os cristais são subidiomórficos a xenomórficos, tabulares ou ovalados, e os contornos, bastante irregulares, são bordejados por finas películas albíticas. São ricos em inclusões goticulares de quartzo (principalmente nas bordas), biotita e plagioclásio. As pertitas em filmes, lentes e chamás são mais comuns próximas às inclusões, bordas ou fraturas no grão.

O quartzo ($\leq 2,0$ mm) é globular ou possui contorno irregular e ocupa posições intersticiais. Exibe extinção ondulante ou lamelar, e forma níveis e porções recristalizadas granoblásticas.

A biotita ($\leq 0,8$ mm) possui pleocroísmo em tons de castanho escuro a castanho claro, que grada para tons mais esverdeados nas bordas. Placóide, subidiomórfica, às vezes aparece agrupada junto com outros minerais máficos (principalmente allanita e opacos), formando glomérulos de 3,0 a 4,0 mm. Inclui apatita, zircão e opacos, e engloba parcialmente allanita. Altera-se para muscovita e um opaco acicular, além de uma biotita em tons pleocróicos verde claro.

Entre os acessórios, destaca-se a allanita (1,0 - 0,5 mm) idiomórfica, maclada e pleocróica. Zircão e apatita são pequenos e idiomórficos. O mineral opaco, eqidimensional, inclui apatita.

5.2. Moda das Fácies no Maciço de Atibaia

Para o sienogranito porfiróide foram feitas contagens em 9 fatias de rocha dos diferentes tipos texturais (A, B, C e D), em 1 placa ornamental polida do tipo textural-estrutural A (20 x 30 cm) e em 17 lâminas, e extraído o valor médio. Foram feitas mais 3 contagens para os diques, 2 para os enclaves microgranulares escuros, e 1 para um enclave tonalítico rico em máficos (média de 3 lâminas). Para o monzogranito nodular foram feitas 4 contagens em lâminas e mais 1 (média de 2 lâminas) especificamente nos nódulos; no monzogranito cinza claro foi feito 1 contagem (Tabela 5.1).

Os dados foram lançados no diagrama QAP-M (Figura 5.2). Notamos um espalhamento nas várias modas do sienogranito porfiróide tipo A, condicionado pelas variações na distribuição dos diferentes minerais; com efeito, o tamanho de grão é por demais grosseiro, contribuindo para que as várias amostras de mão separadas não sejam estritamente equivalentes, ou

Tabela 5.1. Dados modais de rochas graníticas do Maciço de Atibaia e enclaves.

Amostra	16 A	16 B	20 A	42 E	58 B	58 D	79 A	79 B
Tipo	sp D-f	sp D-f	sp A-f	sp A-f	sp C-f	sp B-f	sp A-f	sp A-f
Quartzo	29,3	34,1	23,9	31,6	26,5	32,6	30,1	27,6
F.A.	45,8	43,2	32,7	42,0	45,8	44,7	40,6	38,4
Plag.	14,8	11,3	21,2	13,6	16,8	13,7	18,1	19,3
Biotita	9,2	10,3	20,8	12,0	9,5	7,8	10,5	13,9
Hastin.	---	---	0,6	---	tr	tr	---	---
Titan.	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
Apatita	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Zircão	tr	0,1	0,1	tr	0,1	0,2	tr	tr
Alanita	0,5	0,4	0,5	0,2	0,6	0,3	0,1	---
Opacos	0,2	0,2	0,5	0,2	0,4	0,3	0,2	0,3

Amostra	146 A	M	P	58 G	19 A	146	130 B	6
Tipo	sp A-f	sp A-l	sp A-pp	eme	eme	etrm	gcn	gcn
Quartzo	26,5	31,5	31,0	12,2	6,9	25,3	25,7	22,6
F.A.	45,8	39,9	41,7	31,0	14,8	1,5	35,4	34,4
Plag.	17,7	19,3	19,0	28,8	37,9	16,5	23,9	26,5
Biotita	8,3	7,5	6,8	27,4	38,4	38,1	12,2	14,1
Hastin.	0,5	0,3	0,2	---	0,6	10,1	---	---
Titan.	0,6	0,4	0,3	0,1	0,1	2,7	1,3	0,6
Apatita	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	0,3	0,2
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,1	tr	0,2	0,1	0,1
Alanita	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	3,6	0,3	0,7
Opacos	0,2	0,4	0,4	0,1	0,3	0,9	0,7	0,7

Amostra	47	142	N	57 B	129 C	129 D	130
Tipo	gcn	gcn	nódulo	gcc	dique	dique	dique
Quartzo	22,9	22,9	20,9	25,5	28,8	28,0	30,7
F.A.	27,9	28,8	47,0	35,1	38,0	40,9	40,8
Plag.	29,9	31,2	25,0	29,2	27,2	26,1	25,2
Biotita	17,7	15,5	0,5	9,7	5,7	4,8	2,8
Hastin.	---	---	----	---	---	---	---
Titan.	0,6	0,3	4,3	0,1	0,1	0,1	0,1
Apatita	0,4	0,3	1,2	tr	0,1	0,1	tr
Zircão	0,1	0,1	0,2	tr	tr	tr	tr
Alanita	0,2	0,7	0,5	0,3	tr	0,1	tr
Opacos	0,3	0,9	0,5	0,1	tr	tr	0,1

- Em F.A. (feldspato alcalino) inclui albita pertítica
- Em Plag. (plagioclásio) inclui produtos de alteração
- A, B, C, D: sub-tipos texturais do sienogranito porfiróide (sp)
- f: fatia de rocha; eme enclave microgranular escuro;
- gcn: granito cinzento nodular; nódulo: média de dois nódulos
- etrm: enclave tonalítico rico em máficos; gcc: granito cinza claro
- M: média obtida na contagem de 17 lâminas
- P: contagem feita em uma placa de 50 cm por 40 cm.

Figura 5.2 Diagrama modal QFP-M para as rochas graníticas do Maciço de Atibaia e enclaves. Círculos cheios: sienogranito porfiróide, tipo textural A (M: média de contagem modal em 17 lâminas; P: média de contagem modal macroscópica em placa polida de 20x30 cm; os demais círculos cheios representam contagens macroscópicas em várias fatias de rocha); quadrado cheio: sienogranito porfiróide tipo B (fatia de rocha); triângulo cheio: sienogranito porfiróide tipo C (fatia de rocha); losangos cheios: sienogranito porfiróide tipo textural D; círculos vazios: granito cinzento nodular (lâminas); ponto identificado com N: média de contagem de 2 nódulos; losango vazio: granito cinza claro (lâmina); X: dique granítico (lâmina); T (enclave tonalítico rico em máficos; lâmina) e E (enclave microgranular escuro em sienogranito porfiróide; lâminas).

representativas. É interessante notar, entretanto, que as médias modais obtidas na placa (P) de 600 cm² e na média de 17 lâminas (M) são coincidentes e representativas do espalhamento mostrado pelas outras contagens. Por outro lado, a amostra 20A (subtipo textural A) aparece bastante deslocada das demais, situando-se no campo monzogranítico; como será discutido mais adiante, no capítulo que versa sobre quimismo de rocha, esta amostra, localizada bastante próxima dos contatos orientais com as rochas encaixantes ao maciço, parece representar uma variedade mais transformada dos eclaves tonalíticos ricos em máficos ou, talvez, uma amostra de estrutura cumulática.

As modas dos outros tipos foliados (B, C e D) encontram-se ligeiramente deslocados, com respeito às do tipo A, indicando proporções algo maiores de feldspato alcalino (e algo menores de plagioclásio), sugerindo leves mudanças mineralógicas (controladas por recristalização durante a etapa de deformação).

Os enclaves tonalíticos ricos em máficos apresentam uma composição modal muito peculiar (quase 60 % em quartzo), levando-nos a supor que estes representem, de fato, como já discutido anteriormente, xenólitos de rochas ricas em quartzo e minerais máficos e que foram digeridas e parcialmente assimiladas pelo sienogranito.

Os enclaves microgranulares escuros, relativamente dispersos no diagrama, são mais máficos e mais ricos em plagioclásio em relação à rocha hospedeira dominante no maciço.

Os diques graníticos finos mostram ser, modalmente, rochas menos evoluídas que os sienogranitos encaixantes, possuindo quantidades maiores de plagioclásio que estas, que por sua vez são mais cálcicos.

O monzogranito nodular e o monzogranito cinza claro são litotipos menos evoluídos que o sienogranito porfiróide, apresentando variações gradativas; um aumento no teor de máficos é acompanhado de uma pequena diminuição na granulometria e aumento na quantidade de plagioclásio (composicionalmente mais cálcico). Nota-se também que os

nódulos são mais enriquecidos em feldspato alcalino e empobrecidos em minerais máficos.

Considerando-se os enclaves microgranulares escuros como cogenéticos em relação aos granitóides dominantes no maciço, nota-se que os pontos modais assinalados no diagrama Q.A.P. desenharam, globalmente, uma "tendência" que passa pelo campo dos quartzo monzodioritos e quartzo monzonitos, sugerindo que existe uma sequência modal provavelmente controlada por processo de diferenciação, que se iniciaria pela invasão de líquidos magmáticos iniciais menos diferenciados e finalizaria com a aparição do magma mais evoluído, formador do sienogranito dominante no maciço.

5.3. Petrografia das Rochas Marginais ao Maciço

5.3.1. Fácies de Granito Branco a Duas Micas

São um grupo de rochas de granulação média a fina, predominantemente hololeucocráticas e coloração branca; variedades rosadas e porfiríticas aparecem esporadicamente. São granitos 3b, e as suas projeções modais situam-se muito próximas do centro geométrico do diagrama Q.A.P.

Ao microscópio, prevalece a textura hipidiomórfica. São comuns nódulos milimétricos quartzo-feldspáticos, de textura granoblástica, ricos em muscovita e com biotita e sillimanita subordinados, representando possíveis pequenos restitos de fusão parcial.

O plagioclásio (1,0 - 3,0 mm), em parte mirmequítico, é subidiomórfico, e na maioria das vezes incipientemente geminado segundo leis de Albita, Carlsbad e mais raramente Periclínio. A maioria dos cristais exhibe um zoneamento setorial irregular ou oscilante (em parte devido à deformação). A composição varia de oligoclásio sódico a intermediário. Os contatos entre os grãos são irregulares, lobulados e interpenetrativos. As inclusões são de apatita, zircão, opacos, biotita, quartzo e outros grãos

de plagioclásio, além de manchas irregulares, não orientadas, de feldspato alcalino (por vezes com geminação em grade).

O feldspato alcalino possui granulação semelhante ao do plagioclásio; são pertíticos e geminados (Carlsbad e em grade). As pertitas, em geral, não ocorrem nos setores geminados em grade, e possuem formas de veios, lentes ou chamás; alguns grãos exibem bordas albiticas. Os contatos com o quartzo e plagioclásio são irregulares e interpenetrativos. As inclusões são de apatita, zircão, biotita, muscovita, opacos, gotas submilimétricas de quartzo, e plagioclásio.

O quartzo possui dimensões de 0,6 a 2,0 mm, sendo na maioria das vezes xenomórfico e intersticial. Apresenta-se deformado com intensa extinção ondulante e parcialmente recristalizado.

A biotita (0,3 - 1,0 mm) é subidiomórfica a xenomórfica, de hábito placóide, pleocróica em tons de amarelo-avermelhado a vermelho acastanhado. Aparece medianamente deformada. As inclusões são de apatita, zircão e opacos. A alteração é dada por sericita e agulhas de um mineral opaco.

A muscovita (0,4 - 1,2 mm), placóide, subidiomórfica, aparece comumente associada à biotita, em forma de estratos ou placas justapostas.

Entre os acessórios, zircão aparece como cristais "sujos", arredondados, ovalados ou prismáticos (de dimensões muito variadas). A apatita aparece mais comumente em cristais idiomórficos, porém não são raros os cristais arredondados. Turmalina, com pleocroísmo em tons azulados, associa-se ao feldspato alcalino. A sillimanita forma cordões de fibras iso-orientadas dentro de cristais de muscovita, além de encontrar-se nos nódulos granoblásticos.

Nas variedades mais grosseiras e ligeiramente porfiríticas, o feldspato alcalino e plagioclásio são mais bem formados, e a biotita apresenta intercrescimento simplectítico com quartzo. Foram detectados, além dos minerais acessórios observados na variedade predominante acima descrita, granadas milimétricas subidiomórficas a idiomórficas e monazitas subidiomórficas a xenomórficas.

Enclaves

Estes enclaves são observados mais comumente nas bordas do granito branco a duas micas, e podem representar rochas metamórficas transformadas e/ou recrystalizadas ou, ainda, restitos de fusão parcial.

Possuem granulação média-fina, e mostram ao microscópio textura hipidiomórfica.

O quartzo (1,0 - 2,0 mm), o plagioclásio (0,3 - 1,0 mm) e o feldspato alcalino (1,0 - 4,0 m; microclínio) aparecem, em geral, interpenetrados, com contatos frequentemente encurvados, e exibindo relações de inclusão mútua; são xenomórficos. O plagioclásio, com bordas mirmequíticas e geminado (Albita e Carlsbad), possui composição entre oligoclásio cálcico e andesina sódica; alguns grãos apresentam, nas bordas, películas finas e descontínuas de albita.

A biotita (1,0 - 2,0 mm), pleocróica em tons de amarelo pálido a vermelho alaranjado, é subidiomórfica a idiomórfica e possui hábito placóide. Inclui muscovita, sillimanita (nas bordas), apatita e zircão; estes dois desenvolvem intensos halos pleocróicos.

A granada (1,0 - 5,0 mm), subidiomórfica a xenomórfica, de contornos retos ou encurvados, inclui muito quartzo e biotita.

A fibrolita dispõe-se, juntamente com a muscovita (0,3 - 0,7 mm), em cordões dobrados, simulando pequenas dobras sem raízes e de espessamento apical e flancos mais estreitos. A cordierita (1,0 - 2,0 mm), subidiomórfica, exhibe aspecto esquelético, e possui inclusões de quartzo; apresenta manchas amareladas de alteração nos seus contatos e nos planos irregulares de fraturas. Os minerais máficos que perfazem cerca de 40% podem aparecer agrupados.

5.3.2. Fácies de Granitóide Cinzento Porfirítico

Esta fácies é observada apenas na margem ocidental do Maciço de Atibaia.

É composta por rochas leucocráticas (IC = 13 - 17%), caracterizadas pela cor cinzenta e presença de megacristais de feldspato alcalino em formas e tamanhos variados. Localizadamente são observados orientações de fluxo magmático. Predominam monzogranitos sobre granodioritos.

O plagioclásio, de coloração esbranquiçada, mostra ao microscópio hábito tabular a ligeiramente ripiforme; subidiomórfico a idiomórfico, seu comprimento varia de 0,7 a 4,0 mm. Geminação de Albita, Periclínio e Carlsbad são comuns e muitas vezes associadas num mesmo cristal. Normalmente, possui zoneamento concêntrico destacado; na maioria dos grãos, o núcleo, que pode representar até 3/4 do diâmetro do cristal, acha-se fortemente saussuritizado; este núcleo é composto por andesina (An 40-43) e a borda, oscilatória, por oligoclásio (An 16-20). O contorno, irregular, é recortado, e envolve parcialmente o feldspato alcalino e o quartzo, além de haver interpenetrações com outros grãos de plagioclásio. Cintas de biotita, formadas por plaquetas e acículas, bordejam alguns cristais. São comuns estrutura em "synneusis", formada por dois ou mais indivíduos. Como inclusões, aparecem diminutas plaquetas de biotita, apatita, allanita, zircão, cristais quadráticos de feldspato alcalino pertítico e gotas de quartzo. Aparecem também "antipertitas" como manchas de microclínio, em continuidade óptica com o plagioclásio hospedeiro. No contato com o feldspato alcalino, ocorrem mirmequitas formadas por vermes radiais de quartzo, com o plagioclásio mostrando contornos irregulares e aspecto "corroído". Além da saussuritização, normalmente constituída por epidoto, carbonatos e sericita, são observados clinozoisita e zoisita.

O feldspato alcalino da matriz é subidiomórfico a xenomórfico, estando muitas vezes associado a mosaicos granoblásticos de quartzo em variedades mais deformadas. Os grãos, mais ou menos equidimensionais, possuem granulação entre

0,2 a 2,0 mm. A geminação em grade é setorial, e a de Carlsbad é pouco comum. As pertita, lenticulares e em filmes, são mais frequentes nas bordas; podem ocupar mais da metade do grão. Inclui apatita, zircão e gotas de quartzo; engloba parcialmente plagioclásio.

Os megacristais de feldspato alcalino possuem formas e dimensões variadas; a textura é em parte seriada com gradações até às dimensões dos feldspatos da matriz. A maioria são alongados retangulares (entre 25 x 5 mm e 6 x 2 mm) ou quadráticos (10 x 10 mm e 5 x 5 mm), outros são arredondados (entre 10 e 5 mm de diâmetro); valores em torno de 10 e 14 mm são mais frequentes. A geminação Carlsbad é mais comum, a geminação em grade aparece em setores nos cristais e é menos comum que nos grãos da matriz. As bordas, às vezes parcialmente envoltas por biotita, são irregulares e ocupadas por diversos outros minerais da rocha. Possuem duas prováveis gerações de pertitas; a primeira é mais difusa, aparecendo como manchas nebulosas irregulares; a segunda, mais límpida, justapõe-se à primeira em forma de filmes. Alguns raros cristais são manteados por plagioclásio (observação macroscópica). São comuns inclusões de plagioclásio, grãos de feldspato alcalino pertítico e gotas de quartzo. Fraturas, com preenchimento por quartzo, cortam alguns cristais.

Quartzo é intersticial, ou globular e incluso nos grãos de feldspatos; possui dimensões de 0,7 a 3,0 mm. Em todas as amostras encontra-se mais ou menos deformado, com aparecimento de extinção ondulante e/ou lamelar, e desenvolvendo mosaicos granoblásticos. Os contatos entre os grãos de quartzo deformados são denteados a serrilhados; nos mosaicos granoblásticos, são retos e encurvados. Inclui pequenos cristais de plagioclásio, biotita (em geral idiomórfica), zircão e apatita.

A biotita ($\leq 1,5$ mm) é castanho-esverdeada, com X = amarelo pálido e Y = Z = castanho esverdeado a verde oliva acastanhado. Placóide, subidiomórfica, aparece isolada, ou forma grupos de vários indivíduos; associa-se frequentemente a outros minerais máficos e a pequenos cristais de plagioclásio,

formando glomérulos de até 1 cm. Exibe intensa alteração nas bordas, surgindo muscovita radiada e justaposta às plaquetas de biotita e grãos opacos granulares e aciculares, além de epidoto e possivelmente titanita microgranular. É comum aparecer uma biotita secundária (pleocroísmo verde pálido a incolor), como manchas e fiapos associadas à primária. As inclusões são de apatita, zircão, allanita e opacos; as três primeiras desenvolvem halos pleocróicos. Titanita e epidoto (alguns idiomórficos) aparecem associados à biotita.

Entre os acessórios, a apatita e zircão ocorrem em cristais prismáticos, em geral inclusos ou em contato com os demais minerais máficos. A allanita é bege-amarelada, pleocróica entre o amarelo escuro e amarelo intermediário, e prismática (0,5 x 0,3 mm), apresentando manchas irregulares de origem metamítica; altera-se parcialmente para epidoto. Titanita, em geral xenomórfica, levemente pleocróica em tons de caramelo intermediário a claro, associa-se à biotita e à ilmenita (manteando esta); ocorrem também alguns cristais isolados subidiomórficos exibindo geminação polissintética. Um mineral opaco (magnetita ?) aparece incluso em biotita e inclui apatita. Cristais idiomórficos de pirita, com até 2,0 mm são observados em amostras de mão. Epidoto, incolor a levemente amarelado, em parte idiomórfico (0,5 mm), é comum nas associações máficas; é derivado em parte da allanita e talvez da biotita. Clinozoisita e zoisita são, além de carbonatos e sericita, comuns em núcleos de plagioclásio.

Deformações indicadas por ondulações e fraturas são também observadas em plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e muscovita (derivada da biotita).

5.3.3. Fácies de Sienogranito Cinzento Marginal

De ocorrência restrita, esta fácies aparece na porção nordeste do maciço.

As rochas são leucocráticas, caracterizadas pela granulação fina e coloração cinzenta.

Ao microscópio, predomina a textura subidiomórfica a xenomórfica, com os grãos extremamente deformados. A biotita é filiforme e aparece contornando os feldspatos, dando à rocha um aspecto ocelar, não visível macroscopicamente.

O plagioclásio (0,3 - 1,0 mm) é tabular subidiomórfico, e geminado segundo Albita e Periclínio (Carlsbad é rara). O zoneamento apresenta-se normal, com núcleo espesso composto por oligoclásio intermediário a cálcico e bordas de oligoclásio sódico. Inclui raras plaquetas diminutas de biotita, apatita e zircão. A alteração é moderada, com saussuritização no núcleo.

O feldspato alcalino (0,5 - 1,5 mm) é xenomórfico, de contorno irregular e pertítico (lentes e chamás). As geminações de Carlsbad e em grade (setorial) são comuns. Inclui plagioclásio e gotas de quartzo.

Quartzo ($\leq 1,3$ mm) é xenomórfico, intensamente deformado e recristalizado. Em amostras de mão, aparece como glóbulos de coloração cinza azulado.

A biotita forma plaquetas subidiomórficas (0,4 mm) ou filetes (2,0 x 0,1 mm) circundando os feldspatos. O pleocroísmo é castanho claro, com gradações para tons mais esverdeados. As inclusões são de apatita, zircão, opacos e allanita. A alteração é similar ao que já foi descrito para o sienogranito porfiróide.

A allanita (acessório principal) é idiomórfica, pleocróica em tons de castanho claro a castanho escuro e zonada.

5.3.4. Fácies de Sienogranito Cinza Avermelhado Porfirítico

Esta variedade aparece na borda norte do Maciço de Atibaia, cortada por veios do sienogranito porfiróide, ou ainda como pequeno corpo isolado, mapeável, à norte do maciço.

É caracterizada pela coloração cinza avermelhada e pela textura porfirítica, com megacristais de feldspato alcalino em matriz média-fina. A composição modal é a de um granito 3A.

Ao microscópio, o plagioclásio (0,3 - 4,0 mm), deformado e fraturado, é subidiomórfico a idiomórfico, tabular, de contorno irregular e geminado (Albita e Carlsbad; Periclínio é raro). O zoneamento é incipiente e varia de oligoclásio sódico (borda) a intermediário-cálcico (núcleo espesso). Inclui biotita principalmente nas bordas, zircão, apatita e opacos. A alteração é fraca, com ligeira saussuritização.

O feldspato alcalino (0,3 - 3,0 mm) aparece na matriz e como fenocristais. O da matriz é xenomórfico intersticial a subidiomórfico, geminado (Carlsbad e em grade), e pertítico (lentes e chamas); alguns dos cristais são mesopertíticos, com albita concentrada em veios mais grossos.

Os megacristais de feldspato alcalino (0,5 - 2,5 mm) são subidiomórficos a idiomórficos, tabulares a ripiformes. Os contornos são irregulares e ocorrem abundantes inclusões de biotita, apatita, zircão e opacos. Inclusões de quartzo e plagioclásio concentram-se principalmente nas bordas. Exibem geminação em grade setorial e Carlsbad, e pertitas em veios e manchas.

O quartzo (0,2 - 4,0 mm), macroscopicamente, é levemente azulado. Ao microscópio, são observados grãos menores intersticiais, e maiores que chegam a englobar plagioclásio. Intensamente deformado, aparece parcialmente recristalizado.

Os minerais máficos ocorrem comumente agrupados em aglomerados de até 4,0 mm. A biotita (0,3 - 1,0 mm) exhibe pleocroísmo em tons de castanho claro a castanho esverdeado escuro; subidiomórfica a idiomórfica, placóide, encontra-se moderadamente deformada e alterada. Inclui apatita, zircão, opacos e allanita e frequentemente aparece intercrescida com titanita. A titanita (0,2 - 0,7 mm) é geminada, subidiomórfica e pleocróica (caramelo claro a intermediário). A allanita (0,5 - 1,0 mm) é idiomórfica, maclada, zonada e pleocróica (amarelo pálido a amarelo acastanhado claro).

5.3.5. Granodioritos, Tonalitos e Quartzo Dioritos

A maneira mais comum de ocorrência dessas rochas é como enclaves nos granitóides cinza porfiríticos, porém vários grupos de matacões e blocos formam unidades mapeáveis.

Petrograficamente foram distinguidos três tipos principais.

O primeiro, porfirítico-seriado, apresenta composição granodiorítica. A biotita é o máfico principal porém o anfibólio (10 a 12%) destaca-se, formando glomérulos de 1 a 5 mm, alongados e paralelos à uma orientação de fluxo. Biotita, titanita, apatita e zircão aparecem subordinados nesses glomérulos, e o quartzo pode aparecer aí intersticial em forma de vermes ou no núcleo em forma de glóbulos com indivíduos de até 2,0 mm.

Os cristais maiores são de plagioclásio (2,0 - 4,0 mm); são idiomórficos a subidiomórficos, e exibem hábito ripiforme a tabular. Apresentam-se geminados segundo Albita, Carlsbad e Periclínio, e zonados de forma normal ou complexa. As composições variam de An 45-50 no núcleo e An 20-23 na borda geralmente espessa. Os contatos entre os grãos são retilíneos a pouco interpenetrados. Os tamanhos variam de forma seriada desde os megacristais até os grãos da matriz. Os grãos menores (0,2 - 0,3 mm) são subidiomórficos e de contorno irregular, o hábito é tabular a prismático. São geminados segundo Carlsbad e Albita; Periclínio é menos comum. A composição dos núcleos varia de An 36 a An 40 e das bordas de An 18 a 20, sendo portanto mais sódicos que os cristais maiores; incluem biotita, opacos, apatita e manchas de microclínio. No contato com o feldspato potássico aparecem mirmequitas.

Os cristais de feldspato alcalino (0,2 - 0,5 mm) são subidiomórficos a xenomórficos, e geminados em grade e Carlsbad. As pertitas, em lentes e filmes, são mais comuns nas bordas. Incluem plagioclásio, gotas e vermes de quartzo, e biotita. Em contato com o plagioclásio, desenvolve bordas albiticas. O quartzo (0,1 - 0,3 mm) é intersticial,

xenomórfico, e deformado. A biotita ($\leq 0,5$ mm), subidiomórfica, placóide, pleocróica em tons de verde acastanhado, ocorre isolada ou agrupada, e inclui cristais de apatita, zircão e opacos; engloba parcialmente titanita. Hornblenda (0,1 - 0,7 mm), maclada, subidiomórfica a idiomórfica, pleocróica (X = amarelo esverdeado pálido, Y = verde oliva, Z = verde levemente azulado), inclui biotita, opacos, titanita, apatita e zircão. Titanita (0,3 - 0,5 mm), pleocróica em tons de caramelo escuro a claro, subidiomórfica a mais comumente idiomórfica, apresenta geminação polissintética e inclui biotita castanho-avermelhada. A allanita (0,6 - 0,8 mm), pleocróica em tons de castanho avermelhado a castanho intermediário, é maclada e por vezes manteada por epidoto.

O segundo tipo possui textura porfirítica não seriada. A composição é tonalítica a quartzo diorítica, e mostra orientação dos cristais de plagioclásio e dos minerais máficos. Hornblenda é um mineral mais raro do que no tipo anterior.

Os fenocristais são de plagioclásio (1,5 - 3,0 mm), agrupados e bastante dispersos na rocha. São subidiomórficos a mais comumente idiomórficos, geminados (Albita, Carlsbad e Periclínio) e zonados de forma normal ou oscilatória complexa. Possui núcleos com An₃₆₋₄₄ e bordas com An₂₀₋₂₄. Incluem plaquetas de biotita, apatita e microclínio em forma de manchas com continuidade óptica ("antipertitas"). Os cristais de plagioclásio da matriz (0,3 - 0,6 mm) são algo mais ripiformes, subidiomórficos e geminados; o zoneamento é dado por núcleos de An₃₄₋₄₀ e bordas de An₁₉₋₂₂; incluem titanita, além dos já citados para os fenocristais.

Quartzo deformado, parcialmente recrystalizado, e os raros cristais de microclínio pertítico são intersticiais; as dimensões de ambos variam em torno de 0,4 mm.

A biotita ($\leq 0,4$ mm), pleocróica (X = amarelo pálido, Y = Z = castanho esverdeado escuro), placóide e subidiomórfica, aparece agrupada e parcialmente englobada por plagioclásio; inclui apatita, zircão, opacos e titanita. Hornblenda (X =

amarelo esverdeado pálido, Z = verde azulado) é subidiomórfica, e aparece associada ou inclusa na biotita como pequenos cristais ($\leq 0,3$ mm). Titanita ($\leq 0,7$ mm), subidiomórfica a idiomórfica, pleocróica e com geminação polissintética, inclui biotita e associa-se em grupos com biotita, apatita e opacos; por vezes bordeja ilmenita. Allanita (0,7 mm) é idiomórfica, maclada, pleocróica em tons de castanho avermelhado a castanho intermediário.

O terceiro tipo é tonalítico. Os minerais máficos (principalmente biotita) dispõem-se como cristais alongados com até 6 mm de comprimento no eixo maior e 1 mm no eixo intermediário.

O plagioclásio dessas rochas (0,5 - 2,0 mm) é idiomórfico a subidiomórfico, de hábito ripiforme a tabular, e com os grãos imbricados e interpenetrados. É geminado (Albita, Periclínio e Carlsbad), e apresenta forte zoneamento, com alguns cristais exibindo marcada oscilação inversa no núcleo. Valores extremos medidos são An 60-66 no núcleo e An 22-27 nas bordas. Inclui apatita, diminutas plaquetas retangulares de biotita, zircão e opacos.

O quartzo intersticial, deformado, possui granulação de até 2,0 mm. Engloba cristais menores de plagioclásio. O microclínio ($\leq 0,1$ mm) é xenomórfico e pertítico.

A biotita ($\leq 1,0$ mm), subidiomórfica a idiomórfica, apresenta-se agrupada, e forma aglomerados máficos bastante alongados (5,0 x 0,5 mm). Pleocróica (X = castanho claro, Y = Z = castanho esverdeado escuro), inclui apatita, opacos, e pequenos e irregulares grãos de titanita (muitas vezes manteando a ilmenita). Hornblenda ($\leq 1,0$ mm) (X = castanho claro, Y = verde acastanhado, Z = verde azulado) é subidiomórfica, alongada, e inclui biotita, titanita e apatita. Titanita, pleocróica e geminada, ora é idiomórfica, ora ocorre como grãos de aspecto esquelético; inclui biotita e pequenos cristais de hornblenda.

Nos três tipos descritos acima, destaca-se o epidoto, que aparece, muitas vezes, em cristais idiomórficos, maclados, com

até 2,0 mm, associado aos minerais máficos. Sugere-se para este epidoto uma possível origem magmática.

5.3.6. Xistos indivisos

Nesta unidade, os quartzo-mica xistos são dominantes, enquanto que são subordinados os xistos com mais ou menos feldspato, metarcóseos, para e orto-anfibolitos e gonditos.

A granulação dos xistos varia de submilimétrica a milimétrica, com destaque para os minerais micáceos. A xistosidade principal é marcante e encontra-se mais ou menos crenulada. Bandamento metamórfico milimétrico a centimétrico é comum nessas rochas. A textura é predominantemente granolepidoblástica (Figura 5.3).

Os quartzo-mica xistos e os mica-quartzo xistos apresentam, ao microscópio, quartzo estirado, recristalizado, com textura em moldura ou como microporfiroblasto ocelar e englobando, muito frequentemente, fibrolita (Figura 5.4); os contatos entre os grãos são retos a encurvados (Figura 5.5), e em algumas amostras chegam a ser denteados.

A biotita apresenta, em geral, pleocroísmo em X = castanho claro e Y = castanho escuro, habito placóide subeudral, kink bands e arcos poligonais (Figura 5.6). Os contatos com o quartzo são retos e por justaposição; zircão, quando incluso, desenvolve halo pleocróico.

A muscovita sugere formas em arcos poligonais, com indicação de haver mais de uma geração; comumente engloba fibrolita. Em alguns casos aparece como porfiroblastos milimétricos a centimétricos ocelares; a geração de muscovita mais antiga apresenta contatos difusos e formas anedrais, além de extinção em leque (polarizadores cruzados; Figura 5.7).

A sillimanita aparece como fibras isoladas ou agrupadas em cordões, muitas vezes retorcidos e dobrados de forma isoclinal entre dois planos micáceos representantes da foliação principal, ou mesmo inclusa nessas micas.

A granada pode ocorrer tanto como microporfiroblastos ou porfiroblastos milimétricos. Aparece fraturada, estirada e retorcida (lembrando textura helicítica); os grãos são subeudrais a eudrais e os contatos com os demais minerais são retos (Figura 5.8).

Figura 5.3. Textura granolepidoblástica de um sillimanita-biotita-quartzo xisto possuindo deformação tardia sem desenvolvimento de xistosidade plano-axial. (Amostra ATI.158).

Figura 5.4. Níveis intercalados compostos por quartzo parcial (nível a) ou totalmente recrystalizado (nível b). Notar também microporfiroblastos de quartzo englobando fibrolita (c) e os cordões de fibrolita (d). Amostra 166.

Figura 5.5. Amostra de biotita quartzo xisto destacando os contatos retos a encurvados dos grãos recristalizados de quartzo. Notar possível dobramento desenhado pelos grãos de biotita, subordinados nesta amostra. Amostra ATI 153

Figura 5.6. Arco poligonal fechado (em formato de "V"). Possível recristalização pós-cinemática de biotita sob alto gradiente termal seguida à D2. Quartzo em branco; Amostra ATI 188.

Figura 5.7. Plaquetas de muscovita estiradas e dobradas com inclusões de fibrolita. Biotita (pontilhada) em matriz de grãos de quartzo. Amostra ATI 166.

Figura 5.8. Amostra de granada-biotita-quartzo xisto, mostrando grãos estirados (alguns esquelético-intersticiais) de granada. Amostra ATI.143.

A turmalina apresenta pleocroísmo em tons castanho esverdeados, aparecendo como microporfiroblastos euedrais pós-cinemáticos à foliação principal.

Orto-anfibolitos, para-anfibolitos e gonditos

Estas rochas são encontradas alojadas nos xistos diversos, constituindo corpos lenticulares concordantes com a foliação. As espessuras desses litotipos variam de decimétricas a decamétricas.

Os orto-anfibolitos são constituídos por hornblenda (40-60%), plagioclásio (50-30%), biotita, quartzo, titanita, apatita e opacos.

Ao microscópio, mostra textura variável entre granoblástica decussada, nematoblástica e granoblástica. O anfibólio (X = castanho claro esverdeado, Y = verde, Z = verde levemente azulado, $Z \wedge C = 16$), uma hornblenda comum, aparece em indivíduos euedrais a subeuedrais, com contatos retos a encurvados e justapostos. Engloba plagioclásio, mineral opaco, titanita, e gotas de quartzo. Por retrometamorfismo gera-se biotita.

O plagioclásio apresenta-se em grãos subeuedrais a anedrais, com composição variando de andesina a labradorita (An = 55%); alguns cristais são nitidamente zoneados (zoneamento inverso e normal). A geminação polissintética é comum (Lei de Albita, Periclínio e Carlsbad). A alteração é incipiente e dá-se por ligeira saussuritização.

Como acessório principal, a titanita ocorre sob a forma de cristais subeuedrais geralmente diminutos, sendo frequente aparecer como mineral secundário nas bordas de ilmenita e/ou rutilo.

Ao microscópio, o quartzo dos para-anfibolitos aparece em níveis ou lentes com textura granoblástica, localmente poligonal, sendo ligeiramente estirado segundo a foliação principal.

O anfibólio ($2V = 80$, negativo, $Z =$ verde levemente azulado, $Y =$ verde levemente acastanhado, $X =$ castanho esverdeado; $Z \wedge C = 16$) é uma hornblenda comum com possível componente pargasítica. Ocorre concentrada em níveis que na maioria das vezes se juntam aos vizinhos, apresentando textura nemetoblástica orientada segundo a foliação principal. Os cristais, subeudrais a eudrais, englobam plagioclásio, quartzo e opacos; os contatos são retos e justapostos.

A biotita, possuindo pleocroísmo em tons de verde acastanhado, aparece subordinada entre os grãos de quartzo ou nas bordas do anfibólio (neste caso aparece um mineral opaco na interface dos dois minerais).

O plagioclásio, bastante subordinado, varia de andesina a labradorita ($An = 55$) e aparece como cristais equidimensionais em contatos encurvados com quartzo.

5.4. Moda das Rochas Granitóides Marginais ao Maciço

Dados modais para essas rochas são apresentados na Tabela 5.2 e plotados no diagrama Q.A.P. da Figura 5.9.

Para os granitóides cinzentos porfiríticos foram feitas contagens em 1 fatia de rocha (70 cm^2) e em lâminas (média de 4). Os valores obtidos, muito próximos, situam esta fácies no campo dos granitos 3b transicionando a granodioritos. Dos 3 tipos de enclaves, o primeiro (com megacristais de plagioclásio) é, modalmente, um granodiorito relativamente pobre em quartzo e muito rico em máficos. As proporções relativas de minerais félsicos são bastante parecidas às do granitóide encaixante, mas tanto o teor e características dos seus máficos (hornblenda e biotita no enclave, só biotita na encaixante) como a ordem de cristalização dos seus minerais félsicos (plagioclásio, megacristalino e microclínio intersticial) são indícios da possível falta de relações genéticas entre enclave e hospedeiro. O segundo tipo de enclave é constituído por tonalitos porfiríticos (transicionais para

quartzo dioritos) com biotita como máfico principal e anfibólio bastante subordinado. O terceiro tipo, não porfirítico, também é tonalítico e apresenta biotita como mineral máfico mais importante (com anfibólio subordinado), em parte disposta como possíveis pseudomorfos de minerais máficos pretéritos. Trata-se nos três casos de rochas ígneas provavelmente pré-existentes à invasão do granitóide encaixante.

Tabela 5.2 Dados modais das ocorrências granitóides marginais ao Maciço de Atibaia.

Amostra	M	64-F	91	91 A	92 A	92 B	13 B	13 A
Tipo	gcp	gcp	E 1	E 1	E 2	E 2	E 3	E 3
Quartzo	32,6	32,0	18,1	20,6	11,6	16,9	14,5	14,3
F.A.	19,0	17,2	12,0	13,3	0,3	1,7	3,8	0,1
Plag.	33,0	34,1	34,9	32,7	46,4	43,8	43,4	47,0
Biotita	14,1	15,2	20,3	19,3	36,1	29,2	28,9	28,0
Anfi.	---	---	11,6	11,2	0,6	tr	3,7	5,5
Titan.	0,3	0,4	1,5	0,8	1,1	3,3	1,7	1,5
Apatita	0,3	0,3	0,4	0,3	1,1	1,8	0,3	0,3
Zircão	0,1	0,1	tr	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Alanita	0,1	0,2	tr	0,1	0,1	0,1	tr	0,1
Opacos	0,3	0,4	0,1	0,1	0,3	1,8	0,4	0,4
Epídoto	0,1	0,1	1,1	1,5	2,2	1,2	3,2	2,7
Muscov.	---	---	---	---	---	---	---	---
Sillim.	---	---	---	---	---	---	---	---
Granada	---	---	---	---	---	---	---	---
Monazi.	---	---	---	---	---	---	---	---

Amostra	53 A	102 B	102 C	135 A	14 A	19 J	40 A
Tipo	gcm	gcvp	gcvp	gbdm	gbdm	gbdm	en-gbdm
Quartzo	28,0	28,7	32,3	29,6	28,7	31,3	32,0
F.A.	38,5	47,6	47,6	27,4	33,5	37,7	21,4
Plag.	19,7	13,9	13,1	34,1	33,1	26,1	9,1
Biotita	12,4	8,9	6,2	3,5	3,2	2,9	23,0
Anfi.	---	---	---	---	---	---	---
Titan.	tr	0,1	0,1	---	---	---	---
Apatita	0,1	0,1	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Alanita	0,2	0,4	0,5	---	---	---	---
Opacos	1,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3
Epídoto	---	---	---	---	---	---	---
Muscov.	---	---	---	4,9	1,3	1,2	1,7
Sillim.	---	---	---	0,2	tr	---	5,0
Granada	---	---	---	---	---	0,4	0,5
Monazi.	---	---	---	---	---	0,1	tr

- Em F.A. (feldspato alcalino) inclui albita peritítica
- Em Plag. (plagioclásio) inclui produtos de alteração
- gcp: granitóide cinzento porfirítico
- E(1,2,3): enclaves do primeiro, segundo e terceiro tipos
- gcm: granito cinzento marginal
- gcvp: granito cinzento avermelhado porfirítico
- gbdm: granito branco a duas micas (en: enclave)
- M: média obtida na contagem de 4 lâminas

Figura 5.9. Diagrama modal QFP-M para as ocorrências granitóides marginais ao Maciço de Atibaia. Círculos cheios: granitóide cinzento porfirítico (F: contagem modal macroscópica em fatia de rocha; M: média de contagem modal em 4 lâminas); E(1,2,3): enclaves do primeiro, segundo e terceiro tipos em granitóide cinzento porfirítico; quadrados cheios: granito branco a duas micas (lâminas); quadrado vazio representa "enclave" em granito branco a duas micas (lâmina); triângulo vazio: granito cinzento marginal (lâmina); triângulo cheio: granito cinzento avermelhado porfirítico (contagem modal em fatia de rocha).

CAPÍTULO 6

QUIMISMO E ISOTOPIA Rb-Sr DE ROCHAS GRANITÓIDES DO MACIÇO

6.1. Quimismo

6.1.1. Apresentação dos dados químicos das rochas do Maciço

As análises geoquímicas (Tabela 6.1) mostram, a exemplo das análises modais, restrita variação composicional existente nas rochas referidas ao sienogranito porfiróide. Não foi possível amostrar satisfatoriamente os enclaves microgranulares escuros (dimensões centimétricas e localizados em pontos não amostráveis de matacões métricos) que, pelas análises modais feitas em algumas lascas, propiciaram um maior espalhamento no diagrama QFP-M (Figura 5.2).

Ainda assim podemos identificar contrastes entre o sienogranito porfiróide e o monzogranito cinzento nodular, além de constantes diferenças apresentadas pelas amostras que consideramos mais ou menos contaminadas - 20 A, 27 e 146 (ver anexo I, para localização de pontos) - texturalmente idênticas ao sienogranito porfiróide e situadas na margem oriental do maciço e intimamente associados com porções onde afloram xenólitos metassedimentares parcial ou totalmente digeridos. O dique granítico sin-plutônico alinha-se à fácies dominante hospedeira.

6.1.2. Normas

A figura 6.1 apresenta os dados químicos das rochas do maciço analisadas lançados no diagrama Q-A-P normativo. Neste diagrama notamos um deslocamento dos pontos para o campo 3b quando comparado ao diagrama modal no qual os pontos situam-se predominantemente no campo 3a. Este deslocamento deve-se ao caráter extremamente pertítico do feldspato alcalino, haja visto que nas contagens modais não é possível identificar essas pertitas.

Tabela 6.1. Análises químicas para rochas do maciço Atibaia

	A-142 ★	A-249b ●	A-146a ○	A-149a ●	A-242e ★	A-42e ●	A-129 ✱
SiO ₂	67.95	73.23	69.73	72.92	67.84	73.34	73.73
Al ₂ O ₃	14.80	12.63	13.53	12.95	14.77	12.97	13.81
Fe ₂ O ₃	3.51	2.29	4.23	2.36	3.53	2.69	1.53
MgO	0.92	0.25	0.37	0.26	0.88	0.20	0.19
CaO	1.95	1.10	1.42	1.10	2.02	1.20	0.95
Na ₂ O	3.26	2.96	3.05	2.97	3.38	3.09	3.69
K ₂ O	5.46	5.44	5.84	5.69	5.23	5.59	5.09
P ₂ O ₅	0.19	0.06	0.09	0.06	0.18	0.05	0.03
TiO ₂	0.58	0.30	0.49	0.32	0.59	0.28	0.15
MnO	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05	0.03
LOI	0.84	0.40	0.55	0.40	0.91	0.49	0.41
TOTAL	99.50	98.71	99.36	99.07	99.49	99.94	99.62
Ba	1110	630	660	680	1140	545	355
Be	4.0	2.2	2.8	2.6	3.4	3.4	4.6
Co	140	170	160	220	120	150	125
Cr	20	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Cu	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
La	160	250	300	260	160	185	90
Ni	<15	<15	<15	<15	<15	15	<15
Sr	220	90	80	90	210	65	85
V	50	<15	20	15	40	<15	25
Zn	90	50	90	50	80	70	35
Zr	480	370	670	360	480	435	115

	A-79a ●	A-150a ●	A-285d ▲	A-58b △	A-16a □	A-20a ○	A-27a ○
SiO ₂	73.30	73.20	72.69	72.02	75.42	66.11	70.43
Al ₂ O ₃	12.87	12.98	13.10	12.82	11.73	13.50	13.83
Fe ₂ O ₃	2.35	2.55	2.89	3.02	2.31	6.58	3.60
MgO	0.18	0.25	0.24	0.23	0.18	0.92	0.50
CaO	1.10	1.06	1.11	1.27	0.99	2.28	1.74
Na ₂ O	2.99	2.96	2.91	2.98	2.67	3.04	3.27
K ₂ O	5.88	5.66	5.96	5.54	5.48	4.95	5.31
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.21	0.16
TiO ₂	0.32	0.30	0.32	0.34	0.26	0.91	0.53
MnO	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.13	0.07
LOI	0.40	0.48	0.55	0.51	0.62	0.66	0.48
TOTAL	99.43	99.55	99.87	98.85	99.73	99.34	99.92
Ba	665	565	680	590	425	835	1070
Be	2.7	2.6	2.7	2.1	2.4	4.5	3.1
Co	150	145	170	165	145	155	130
Cr	<15	<15	<15	<15	<15	15	<15
Cu	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
La	100	230	155	320	195	235	90
Ni	<15	<15	<15	<15	20	<15	<15
Sr	75	80	75	75	60	115	150
V	25	30	30	<15	<15	35	<15
Zn	65	55	75	65	50	135	80
Zr	350	350	435	495	365	1150	625

Figura 6.1. Diagrama Q-A-P normativo. Notar um deslocamento para o campo 3b quando comparado com o diagrama Q-A-P modal (Fig. 5.2).

A figura 6.2 ilustra a tendência mais potássica no sienogranito porfiróide em relação ao dique de granito fino (mais sódico) e o monzogranito nodular (menos alcalino).

6.1.3. Diagramas de Variação e Discriminação

Os diagramas de Harker (Figura 6.3) mostram para Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , MgO e TiO_2 uma diminuição na concentração com o aumento no teor de SiO_2 , como já esperado para rochas graníticas; para MnO e Na_2O a distribuição dos pontos analíticos é mais ampla, sendo praticamente constante para o Mn

Figura 6.2. Diagrama normativo Ab-An-Or.

e tendo uma pequena diminuição nos teores de Na com o aumento de sílica ; K_2O apresenta tendência de enriquecimento com aumento de SiO_2 . Entretanto, se admitirmos que as três amostras com menores teores em sílica do sienogranito porfiróide forem tipos "contaminados" esses diagramas de variação ficam mascarados.

Os granitóides presentes no maciço apresentam valores altos para os álcalis (8 - 9), possuindo segundo Peacock (1931) comportamento alcali-cálcico; tal discriminação deve-se unicamente ao teor de sílica (entre 66 e 76%). Figura 6.4.

Comparativamente às rochas vulcânicas podemos situar o litotipos do maciço Atibaia no campo dos Riolitos proposto por Cox et al.(1979), como indicado no diagrama Sílica "versus" Álcalis totais (Figura 6.5.a).

Figura 6.3. Diagramas de variação de silício versus elementos maiores.

Figura 6.4. Diagrama CaO e $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ x SiO_2 (índices de Peacock, 1931) para rochas do maciço Atibaia. Símbolos são os mesmos da Figura 6.1.

Utilizando-se o diagrama proposto por Le Maitre (1989), a maioria das amostras situam-se no campo R (riolitos ou granitos). Uma amostra tida como contaminada e as duas amostras representativas do monzogranito nodular aparecem no campo T (traquitos). (Figura 6.5.b).

Middlemost (1985) sugere dois diagramas alternativos de discriminação. No primeiro diagrama (Figura 6.5.c), as amostras aparecem no campo 6 (riolitos); no segundo (Figura 6.5.d), as amostras tidas como contaminadas e o monzogranito nodular

aparecem no campo 14 enquanto as amostras do sienogranito porfiróide tendem mais para o campo 15.

Figura 6.5.a. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$ para classificação química de rochas vulcânicas, com os campos definidos por Cox et al. (1979). Símbolos são os mesmos da Figura 6.1.

Figura 6.5.b. Diagrama TAL x Sílica com os campos definidos por Le Maitre (1989).

A figura 6.6, extraída de Maniar & Piccoli (1989), onde são plotados os valores da relação (A/NK, A/CNK), mostra que tanto o sienogranito como o monzogranito situam-se no campo metaluminoso, mas muito próximos dos demais campos. Faz-se excessão às amostras 150A e 129 (dique) onde nas normas CIPW (trabalhos preliminares) aparece algum corindom e na mesonorma não se forma titanita. As amostras 20A, 27 e 146 já citadas anteriormente são mais ricas em alumínio (elemento relativamente mais abundante nas rochas encaixantes metassedimentares).

Figura 6.5.c. Diagrama TAL x Sílica com campos definidos por Middlemost (1985).

Figura 6.5.d. Diagrama TAL x Sílica, campos definidos por Middlemost (1985).

Figura 6.6. Diagrama A/CNK x A/NK (Maniar e Piccoli, 1989; baseado nos índices de Shand) para rochas do maciço Atibaia. Símbolos são os mesmos da Figura 6.1.

O diagrama K_2O X SiO_2 de Pecerillo & Taylor (1974) mostra tendência shoshonítica a de alto potássio para as rochas do maciço (Figura 6.7). Já no diagrama de Irvine & Baragar (1971), onde considera-se a soma dos álcalis, a tendência apresentada é subalcalina (Figura 6.8). Esta peculiar diferença entre os dois diagramas deve-se à relativa abundância de potássio nas rochas do maciço comparativamente ao sódio.

Figura 6.7. Diagrama $K_2O \times SiO_2$ (Peccerillo & Taylor, 1974) para as rochas do maciço de Atibaia. Campos composicionais: bk= baixo potássio (série toleítica); mk= médio K (s. cálcio-alcalina); ak= alto K (s. cálcio-alcalina de alto K); sh= série shoshonítica.

Figura 6.8. Diagrama TAL x Sílica com divisão de campos sub-alcalino e alcalino proposto por Irvine & Baragar (1971).

Irvine & Baragar (1971) em outro diagrama discriminatório (TAL - FeO_t - MgO) colocariam as rochas do maciço de Atibaia no campo calcio-alkalino em contraposição ao campo de tendência toleítica (Figura 6.9).

No diagrama R₁-R₂ com discriminação de ambiente tectônico proposto por Batchelor & Bowden (1985) (Figura 6.10), o monzogranito enquadra-se distintamente no campo "tardi-orogênico"; já o sienogranito juntamente com o dique localizam-se numa zona de transição entre "tardi-orogênicos" e "anorogênicos".

Figura 6.9. Diagrama TAL - FeO_t - MgO com divisão de campos toleítico e cálcio-alkalino proposto por Irvine & Baragar (1971).

Figura 6.10. Diagrama R1-R2 com discriminação de ambiente tectônico (Batchelor & Bowden, 1985).

Dos elementos menores e traços destacamos a alta concentração de Ba nos monzogranitos nodulares (em torno de 1.100 ppm), uma média concentração relativa nos sienogranitos porfiróides (425 a 680 ppm) e uma baixa concentração no dique granítico sin-plutônico (35 ppm). Novamente, as amostras do sienogranito tidas como contaminadas apresentam valores elevados para Ba (835 a 1070 ppm).

Outro elemento traço que destacamos é o cobalto cujos valores para as rochas do maciço variam de 120 a 220 ppm.

Com relação aos elementos terras raras temos uma maior concentração no sienogranito porfiróide e uma menor concentração relativa no dique granítico e no monzogranito nodular (ver figuras 6.11 e 6.12).

Figura 6.11. Distribuição dos elementos terras raras e menores normalizados para condrito.

Figura 6.12. Distribuição dos elementos terras raras normalizados para a composição do manto primitivo.

6.1.4. Temperaturas de cristalização

Watson & Harrison (1983) apresentam um modelo para estimativa de temperaturas de início de cristalização de líquidos magmáticos a partir da temperatura de saturação com "precipitação" do zircão (nucleação do zircão).

O importante deste modelo é que as mudanças de pressão testadas em laboratório são desprezíveis para obtenção das curvas de temperatura. As variáveis referen-se apenas às concentrações de zircônio (Zr) e o índice $M = (Na + K + 2.Ca)/(Si.Al)$ em proporções catiônicas recalculadas para 100%.

Como observa-se no diagrama temos temperaturas da ordem de 850 - 860 °C para o início de cristalização do magma granítico (sienogranito e monzogranito), e temperaturas em torno de 760°C para a cristalização do dique. A petrografia não mostra zircão herdado, consubstanciando os resultados obtidos. As amostras tidas como contaminadas mostram discrepâncias já esperadas. (Figura 6.13).

Figura 6.13. Conteúdo de Zr versus M $[(Na+K+2.Ca)/(Si.Al)]$ para rochas do maciço de Atibaia. São indicadas as curvas de saturação em Zr para várias temperaturas, de acordo com Watson e Harrison (1983). Símbolo são os mesmos da Figura 6.1.

6.2. Isotopia Rb-Sr

Foram selecionadas sete amostras para as determinações geocronológicas e de razões iniciais. Cinco amostras são representativas da fácies dominante de sienogranito porfiróide não deformado, as duas outras correspondem a manifestações sin-plutônicas, representadas por diques graníticos (ponto 5) e da variedade de monzogranito cinzento nodular (ponto 6). Na isócrona construída (Figura 6.14. os dados para estas duas variedades alinham-se com os dos sienogranitos porfiróides, sugerindo, em primeira análise, que encontram-se em equilíbrio isotópico com os últimos e que derivam de fonte identica ou pelo menos isotopicamente semelhante (seja de magma parental comum, seja por fusão de área-fonte similar.

A idade obtida (573 ± 15 M.a., com uma $R_i = 0,7132 \pm 0,0009$) refere-se, naturalmente, ao último evento de homogeneização do sistema Rb-Sr nas rochas graníticas, aqui interpretado como representativo da cristalização dos respectivos magmas, durante o período tardi-brasiliano.

Janasi & Ulbrich (1991) apresentam uma compilação sobre o magmatismo granitóide do Neo-Proterozóico do Estado de São Paulo. Nesse trabalho são subdivididas as várias manifestações magmáticas em seis grupos principais com base em critérios geológicos, petrográficos, geoquímicos e relações de idade. Aí, o Maciço de Atibaia estaria relacionado às associações mais jovens que constituem o denominado Cinturão Itu de granitóides tardi- a pós-orogênicos, cujas manifestações mais recentes têm idades próximas a 580 M.a. (Vlach et al., 1990).

O magmatismo granítico e diorítico tardi- a pós-orogênico que ocorre na área sob estudo e suas vizinhanças (Maciço Piracaia, granitóides de Morungaba, o próprio Atibaia) têm sido tradicionalmente comparado ao que gera granitos de tipo I Caledoniano de Pitcher (1982) (cf. Vlach, 1985; Oliveira et al., 1986 e Campos Neto et al. 1990, entre outros). Entretanto, quando se compara o valor obtido para a R_i no sienogranito de Atibaia com os intervalos mais típicos de razões iniciais dos

granitos Caledonianos (ca 0,704-0,708), verifica-se que o valor obtido é bem mais elevado e implica em contribuições mais significativas de áreas-fonte isotopicamente mais evoluídas

Regionalmente, pelos dados até hoje conhecidos, as únicas ocorrências que podem ser apontadas como semelhantes isotopicamente com as rochas do maciço são as observadas por Artur (1988) em rochas migmatíticas próximas de Itapira (SP). O autor citado confeccionou uma isócrona (errócrona, na verdade) a partir de sete frações de mobilizados não deformados e obteve a idade de 570 ± 14 M.a., com $R_i=0,7121$. Esses mobilizados representam neossomas centimétricos de coloração branca a rosada e composição sienogranítica, e que invadem um paleossoma de gnaisses embrechíticos. Tais manifestações, porém, representam eventos geológicos aparentemente muito distintos.

TABELA 6.2. Valores analíticos do diagrama isocrônico

amostra	tipo	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
(1) ATI-42	sp	190,5	60,0	$0,790520 \pm 0,000060$	$9,264 \pm 0,260$
(2) ATI-27	sp	174,3	148,4	$0,742190 \pm 0,000060$	$3,411 \pm 0,096$
(3) ATI-149	sp	167,1	90,6	$0,757050 \pm 0,000060$	$5,364 \pm 0,151$
(4) ATI-249	sp	171,0	92,0	$0,756130 \pm 0,000050$	$5,405 \pm 0,150$
(5) ATI-129	dg	223,5	88,3	$0,772840 \pm 0,000090$	$7,373 \pm 0,207$
(6) ATI-242	gn	188,9	215,2	$0,733690 \pm 0,000070$	$2,547 \pm 0,702$
(7) ATI-258	sp	198,0	75,0	$0,775300 \pm 0,000060$	$7,692 \pm 0,220$

- sp: sienogranito porfirítico
- dg: dique sin-plutônico granítico
- gn: granito cinzento nodular

Figura 6.14. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o maciço de Atibaia. Pontos 1, 2, 3, 4 e 7 são do sienogranito porfiróide não deformado. Ponto 5: dique granítico fino sin-plutônico. Ponto 6: monzogranito cinzento nodular.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Maciço de Atibaia através de um mapeamento detalhado mostrou possuir grande homogeneidade. O sienogranito porfiróide ocupa cerca de 98% da área. As principais diferenças nesta fácies foram impostas por uma "cataclase" "pós-emplacement" de intensidade variável e que gerou tipos ou sub-fácies mais ou menos deformadas. Essas foliações distribuem-se de forma anastomosada como "pods" de deformação (Choukroune & Gapais, 1983), surgindo em várias escalas de observação, desde amostra de mão até em escala de mapa.

7.1. Aspectos Petrográficos e Condições de Cristalização

Os sienogranitos porfiróides dominantes no Maciço de Atibaia possuem granulação média-grosseira; no entanto, a deformação imposta à essas rochas provocou, em graus variáveis, mudanças texturais com redução de granulometria, recristalização de minerais (quartzo em especial), formação de minerais secundários (biotitas com pleocroísmo em tons esverdeados, clorita e fluorita ocupando espaço nas fraturas formadas) e rearranjo estrutural em minerais com o aparecimento de titanitas com lamelas de geminação múltiplas.

O plagioclásio é seriado; os cristais menores idiomórficos e o núcleo dos cristais maiores são de oligoclásio cálcico a intermediário, e as bordas dos cristais maiores são de oligoclásio sódico a albita; alguns cristais de plagioclásio encontram-se fortemente arqueados demonstrando que ocorreu deformação com as rochas ainda em estado plástico. O feldspato alcalino é pertítico e nas rochas deformadas encontra-se relativamente preservado, formando localmente os fenocristais do augen-gnaiss orto-derivado.

A hastingsita ocorre associada aos demais máficos e parece estar sendo substituída por biotita, que, em alguns casos, preserva a forma original do cristal de anfibólio substituído.

As temperaturas relativamente elevadas, estimadas em torno de 860°C para o início de cristalização do líquido magmático (Watson e Harrison, 1983) apontam para esta composição de magma uma baixa atividade de água, além disto as altas razões Fe/Mg nos minerais máficos (análises preliminares) como na hastingsita, a ausência de titanita primária (a titanita aparece mantendo ilmenita) e a coexistência de ilmenita e magnetita indicam condições redutoras no início de cristalização do magma. Fases mais oxidantes e hidratadas surgem no final da cristalização, ou quando da deformação imposta acompanhada de recristalização e com aparecimento de biotitas formadas a partir da hastingsita e biotitas tardias associadas às bordas da primeira e por vezes acompanhadas de agulhas de muscovita e rutilo.

7.2. Aspectos Estruturais

O Maciço de Atibaia coloca-se em área de embasamento, com forma de cunha, limitada por duas grandes zonas de falha e suas ocorrências colaterais (Camanducaia e Jundiuvira; e.g., IPT, 1981), que para vários autores são manifestações policíclicas e polifásicas. A origem das feições cataclásticas, no Maciço de Atibaia, deve-se principalmente às manifestações consideradas derivadas das falhas maiores.

A existência de um paralelismo nas direções das estruturas tectônicas com as de fluxo (e.g., diques, veios, bolsões, enclaves, xenólitos, e localizadamente dos megacristais de feldspato alcalino orientados), além da própria geometria do maciço, sugere uma deformação contínua desde a colocação do granito (fase magmática mais dúctil) até depois da cristalização final

com formação de milonitos e cataclasitos (numa fase mais rúptil).

Estas estruturas tectônicas e de fluxo possuem direções NE a sul e infletem progressivamente para NNE em sentido norte do maciço.

As relações S-C (superfície de cisalhamento x foliação referente) e a rotação dos megacristais de feldspato alcalino (Ramsay, 1980; Paterson et al., 1989), além de outros critérios, mostram um deslocamento dextral das mega-falhas que afetaram e imprimiram a foliação às rochas do maciço na época de "pós-emplacement".

7.3. Aspectos Genéticos

Pelos dados químicos e isotópicos notamos que o maciço de Atibaia é um tipo pouco comum.

Destacamos a sua homogeneidade, o que sugere uma fonte também homogênia ou uma quase que completa homogeneização do líquido magmático antes da cristalização; a inexistência de zircão herdado, e as temperaturas de início de cristalização relativamente altas para um sistema granítico apoiam esta hipótese.

O diagrama de Batchelor & Bowden (1985) coloca essas rochas em um campo particular, "tardi-orogênico", transicional para o "pré-anorogênico". A idade isocrônica de 573 M.a. corrobora esta suposição, no contexto da geologia do embasamento do Estado de São Paulo.

A alta razão inicial (Sr^{87}/Sr^{86}), é atípica, encontrando similaridade apenas com filões graníticos estudados por Artur (1980, 1988) nas proximidades de Itapira. Alternativamente, estes valores elevados podem ser explicados por extração de líquido magmático de rochas fontes mais evoluídas.

Admitindo-se a concepção atual de que a Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al., 1985) cavalga sobre os domínios da Faixa Alto Rio Grande (Campos Neto et al., 1990), podemos

sugerir que a formação do magma granítico para o Maciço de Atibaia deu-se durante um processo de subducção do tipo A. Assim, o material fonte pode ter sido extraído próximo da interface Domínio Amparo/Nappe Socorro-Guaxupé.

Dados geocronológicos apontam tanto na Nappe quanto na Faixa Alto Rio Grande, onde inclui-se o Domínio Amparo, condições favoráveis à geração de magma granítico até 500 M.a., com o pico entre 650 e 600 M.a. onde atinge-se a fácies anfíbolito e também onde são formados os principais corpos batolíticos da região (Bragança Paulista, Morungaba e Nazaré Paulista, entre outros)

As falhas transcorrentes e o ambiente tectônico por elas criado e/ou influenciado podem, além dos efeitos deformacionais e de orientações de fluxo, propiciarem o aparecimento de zonas de alívio de pressão em porções inferiores da crosta que, conjuntamente com uma fonte de calor mantélico ou até de um possível atrito entre placas, resultarem em fusão de material da crosta inferior. Essas mesmas falhas serviriam, pelo menos em parte, como conduto do líquido formado (ver Hutton, 1988; Davies, 1982; Castro, 1987).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y & Brito Neves, B.B. - 1976 - The Upper Precambrian of South America, Boletim IG-USP, 7:45-80.

Almeida, F.F.M; Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Dantas, A.S.L. Carneiro, C.D.R.; Melo, M.S.; Bistrichi, C.A. - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000 Monografia 6, IPT, 126p.

Artur, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos arredores de Itapira, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, 193p.

Artur, A.C. - 1988 - Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 231 p.

Batchelor, R.A. & Bowden, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48:43-55.

Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Dantas, A.S.L.; Ponçano, W.L.; Nagata, N.; Campanha, G.A.C.; Stein, D.P.; Melo, M.S.; Cremomini, O. A. - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Escala de 1:500.000. PRÓ-MINÉRIO/IPT. São Paulo. 126p. ilustr.

Bonorino, F.G. - 1976 - Mineralogia óptica . Editorial Universitária de Buenos Aires, 342 p.

Campos Neto, M.C. & Basei, M.A.S. - 1983 - Evolução estrutural Brasileira do nordeste de São Paulo: Dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. Atas do 4º Simp. Regional de Geologia, SBG-SP, São Paulo, p. 61-78.

Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Artur, A.C.; Silva, M.E.; Machado, R.; Dias Neto, C.M.; Fragoso-Cesar, A.R.; Souza, A.P. - 1983 - Geologia das Folhas de Piracaia e Igaratá. In: Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. São Paulo, PRÓ-MINÉRIO. p. 55-80, ilustr.

Campos Neto, M.C. Basei, M.A.S.; Ives, F.R. & Figueiredo, M.C.H. - 1984 - Geologia da Folha de Bragança Paulista em escala 1:50.000. Relatório IGUSP/PRÓ-MINÉRIO, 162 p.

Campos Neto, M.C.; Perrotta, M.M.; Peloggia, A.U.G. & Figueiredo, M.C.H. - 1990 - A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande . In: Congresso de Geologia Brasileiro, 36, Natal-RN, SBG. Anais, 6: 2615-2630.

Carvalho, A.; Lepsch, I.F.; Oliveira, J.B.; Valadares, J.; Rotta, C. L. - 1975 - Levantamento pedológico semidetalhado do município de Atibaia-SP. Bragança Paulista, Campinas, 34 (I): 1.58.

Castro, A. - 1987 - On granitoid emplacement and related structures. A review. Geologische Rundschau 76/1:101-24.

Choukroune, P. & Gapais, D. - 1983 - Strain pattern in the Aar Granite (Alpes Centrais): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. Journal of Structural Geology. 5(314): 411-18.

Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. - 1979 - The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd., London, 450p.

Davies, F.B. - 1982 - PAN-AFRICAN granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from northern Saudi Arabia. The Journal of Geology. 90(5): 467-83.

Didier, J.; Duthon, J.L. & Lameyre, J. - 1982 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. 26th. In. Geol. Congr., Paris, 15pp. J. Volc. Geoth. Res., 14: 125-32.

Ebert, H. - 1968 - Ocorrências de fácies granulítica no sul de Minas e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Ciência, Rio de Janeiro, (40): 215-229 (supl.).

Hasui, Y. & Sadowski, G.R. - 1976 - Evolução geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc., 6(2): 182-200.

Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A. - 1978 - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais..Recife, SBG. (6): 2594-2608.

Hutchison, C.S. - 1974 - Laboratory Handbook of petrographic Techniques, 527 p. John Willey & Sons, Inc. N. York.

Hutton, D.H.W. - 1988 - Igneous emplacement in a shear zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. Geol. Soc. Am. Bull. 100: 1392-99.

Irvine, T.N. & Baragar, N.R. - 1971 - A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

Janasi, V.A. - 1986 - Geologia e petrologia do Maciço Monzodiorítico-Monzonítico de Piracaia-SP. Dissertação de Mestrado, IGUSP, 281 pp.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. - 1985 - Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. In: Simp. Reg. Geol., 5, Atas... SBG-São Paulo.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. - 1991 - Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil. Precambrian Research, 51(1-4):351-374.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. - 1992 - Fichário dos granitóides do Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP, Série Especial, vol. 11.

Kawashita, K.; Sato, K; Sonoki, I. - 1983 - Um Sistema de Aquisição e Processamento de Dados "on line" em um Espectômetro de Massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO-IGUSP). Rel. Interno, 14 p.

Kerr, R.A. - 1983 - Suspect terranes and continental growth. Science. 222: 36-38.

Lameyre, J. & Bowden, P. - 1982 - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volc. Geoth. Res.. 14: 169-86.

Le Maitre, R.W. (Ed.) - 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193p.

Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. - 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 635-643.

Middlemost, E.A.K. - 1985 - Magmas and magmatic rocks. Longman Scientific & Technical, New York, 266 p.

Oliveira, M.A.F.; Morales, N.; Fúlfaro, V.J. & Campos, E.G.- 1985-Projeto Atibaia. Geologia da Quadrícula de Atibaia 1:50.000. Relatório final. vol. 1; DRM-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, 117 p.

Paterson, S.R.; Vernon, R.H. & Tobisch, O.T. - 1989 - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3): 349-63.

Paoliello, P.C. & Mezzalana, S. (Coordenadores) - 1974 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:1.000.000. FIBGE/IGG, São Paulo, 1 mapa.

Peacock, M.A. - 1931 - Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.

Pecerrillo, A & Taylor, S.R. - 1976 - Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.

Peloggia, A.U.G. & Melhem, M.M. - 1991 - Estruturas primárias em meta-ritmitos de alto grau do complexo Piracaia na região de Atibaia (SP). Atas do 2º Simp. Geol. do Sudeste, SBG-SP-RJ. São Paulo, p. 183-184.

Pitcher, W.S. - 1982 - Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. ed.: *Mountain building processes*. Academic Press, London. p. 19-40.

Ponçano, W.L. - 1981 - As coberturas cenozóicas. In: Bistrichi et al - Mapa Geológico do estado de São Paulo, 1:500.000, São Paulo, - PRÓ-MINÉRIO/IPT (I): 82-96.

Ramsay, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*. 2(1/2): 83-99.

Sartori, P.L.P. - 1978 - Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, R.S.: modelo evolucionar de granitos do sul do Brasil. Tese de Doutorado. São Paulo. IGUSP, 196 p.

Schobbenhaus Filho, C. (coord.) - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Texto explicativo. Brasília, DNPM, 240 p. ilustr.

Steiger, R.H. & Jager, E. - 1978 - Subcomission on geochronology: Convection on the use of decay constans in geochronology and cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. In Studies in Geology. Michigan. 1: 67-72.

Streckeisen, A. - 1976 - To each rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12: 1-33.

Tassinari, C.C.G. - 1988 - As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado. IG-USP, 236 p.

Ulbrich, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Livre Docência. São Paulo. IG.-USP. 700 p.

Vlach, S.R.F. - 1985 - Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado. São Paulo. IG-USP, 252 p.

Vlach, S.R.F.; Janasi, V.A. & Vasconcellos, A.C.B.C. - 1990 - The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, SBG. Anais, 4:1700-1711.

Watson, E.B. & Harrison, T.M. - 1983 - Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal types. Earth and Planetary Science Letters, 64: 295-304.

Wernick, E.; Oliveira, M.A.F.; Kawashita, K.; Cordani, U.G. & Delhal, J. - 1976 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiaí e regiões adjacentes. Rev. Bras. Geociênc., 6: 125-135.

Wernick, E. - 1978 - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An. Acad. Brasil. Ciênc., 50(3): 337-52.

Wernick, E. & Penalva, F. - 1978 - Constituição das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev. Bras. Geociênc., São Paulo, 8(2): - 113-133.

Wohlers, A. (Coordenador) - 1964 - Explanação do Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Bol. IGG. 41: 9-165.

MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO DE ATIBAIA E ADJACÊNCIAS (1:25.000)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
"GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANITÓIDES
DO MACIÇO DE ATIBAIA E ADJACÊNCIAS, SP"

por
MARIO MANSUR MELHEM

- QUATERNÁRIO**
Qa Aluviões recentes
- MACIÇO GRANÍTICO DE ATIBAIA**
MAsgp Sienogranito porfiróide (subtipos A,B,CeD)
MAymn Monzogranito nodular
MAymc Monzogranito cinza-claro
- GRANITÓIDES MARGINAIS AO MACIÇO DE ATIBAIA**
GMxbdm Granito branco a duas micas
GMxcp Granitóide cinzento porfirítico
GMxscm Sienogranito cinzento marginal
GMxcp Sienogranito cinzento-avermelhado porfirítico

- GRANODIORITOS, TONALITOS E QUARTZO-DIORITOS METAMORFISADOS**
T1 Granodioritos (tipo 1)
T2 Tonalitos e quartzo-dioritos (tipo 2)
T3 Tonalitos (tipo 3)

- UNIDADE METASSEDIMENTAR E METAVULCANOSSEDIMENTAR**
MSgxi Gnaisses e xistos indivisos
● ocorrências de gnditos

- ATITUDE DA FOLIÇÃO METAMÓRFICA
— CONTATO LITOLÓGICO
- - - FALHA
➤ FOLIÇÃO TECTÔNICA NO MACIÇO DE ATIBAIA

REPRESENTAÇÃO DO
RELEVO POR CURVAS
DE NÍVEL

ESCALA GRÁFICA
0 1000m

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

MAPA DE PONTOS — MACIÇO DE ATIBAIA E ADJACÊNCIAS (SP)

ANEXO I
MAPA DE PONTOS

- 21 - Afloramentos visitados, descritos e eventualmente amostrados.
- - Afloramentos visitados.

VIAS DE CIRCULAÇÃO

ESTRADAS DE RODAGEM

Auto-estrada

Estrada pavimentada

Estrada sem pavimentação

Estrada sem pavimentação

Caminho

Trilha

Prefixo de estrada: federal, estadual

ESTRADA DE FERRO

Bitola larga

Bitola estreita

LIMITES

Internacional

Estadual

Intermunicipal

Áreas especiais

OUTROS ELEMENTOS PLANIMÉTRICOS

Linha transmissora de energia. Cerca

Linha telefônica e telegráfica

Igreja. Escola. Mina

Moinho de vento. Moinho de água

Campo de emergência. Farol

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1964
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCERÁ - 7 ANUALMENTE

Usar exclusivamente os dados numéricos

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

72198