UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO MANDIRA-SP

Mírian Cruxên Barros de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005346

PETROLOGIA DO MACIÇO GRANÍTICO MANDIRA-SP

Mírian Cruxên Barros de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Dr. J.V.Valarelli

Examinadores:

Dr. J.M.V.Coutinho

Dr. J.S.Bettencourt

J. Valarelli
José Vicente Valarelli
Jorge Silva Bettencourt

São Paulo
1989

*Ao meu marido e companheiro Sílvio, aos
meus filhos Clarissa e àquele que está
por nascer, e aos meus pais.*

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é fruto da colaboração de várias pessoas e instituições.

Ao Prof. Dr. José Vicente Valarelli, desejo expressar meus agradecimentos pela preciosa orientação, pelas sugestões, críticas e pelo constante estímulo que prestou no decorrer do trabalho.

Quero agradecer também ao Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho pela sua importante contribuição, em todas as fases da pesquisa, desde os trabalhos de campo até as interpretações dos dados, especialmente nos estudos mineralógicos e petrográficos.

Desde o início desta pesquisa contei com a demonstração de amizade e estímulo de vários colegas: Maria Cristina de Moraes, Maria Heloísa Barros de Oliveira Frascá, Eleno de Paula Rodrigues, Jorge Kazuo Yamamoto, Paulo Ernesto Mori, Jáiro de Sant'Anna Taddeo, Hendrik Herman Ens e Jorge Hachiro. A estes colegas quero expressar meus agradecimentos pelo constante incentivo e também pela leitura do manuscrito. Ao Eleno, agradeço também pela valorosa contribuição prestada no decorrer dos trabalhos de campo e laboratório, principalmente com relação ao tratamento e interpretação dos dados químicos. Agradeço ainda à Maria Cristina, pela dedicação e paciência com que colaborou na organização e montagem das ilustrações; à Maria Heloísa, pela leitura criteriosa, acompanhada de críticas e sugestões enriquecedoras, e ao Jorge Kazuo, pela análise estatística dos dados químicos e elaboração do bloco-diagrama.

Ao geólogo Roberto Perez Xavier devo importante contribuição nos estudos de microtermometria de inclusões fluidas.

Agradeço também ao Prof. Dr. Mário Cesar Heredia de Figueiredo pela valiosa colaboração prestada nas interpretações dos dados químicos e no estudo petrogenético do Maciço.

A Luís Henrique Zapparolli e Carlos Augusto Frazão Pereira, na época estudantes do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP, devo importantes contribuições nas interpretações petrográficas e também na elaboração

de gráficos e diagramas. Quero agradecer também à estudante do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro da Universidade Estadual Paulista - UNESP, Eliane Aparecida Del Lama pelo apoio nos estudos mineralógicos.

Ao geólogo Fernando Antonio Guimarães Martins expresso meus agradecimentos pela sua colaboração nos trabalhos de campo e demonstração de dedicação e companheirismo.

Aos geólogos Ginaldo Ademar da Cruz Campanha, Délzio de Lima Machado Júnior, Carlos Alberto Bistrichi e Celso Dal Ré Carneiro desejo agradecer pelas valiosas sugestões na parte de geologia regional e tectônica. Agradeço também ao geólogo Edgard Santoro pela leitura cuidadosa do manuscrito, críticas e sugestões.

Ao geólogo Onofre Gomes de Pinho devo valiosas contribuições no que diz respeito ao estudo das transformações tardi a pós-magmáticas e concentração de minerais metálicos; a este colega meu agradecimento póstumo também pelo estímulo e apoio que sempre me dedicou.

Ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt agradeço por ter me apontado a importância do estudo detalhado das alterações tardi a pós-magmáticas em rochas graníticas para fins de pesquisa mineral e também pelo constante incentivo durante a realização desta dissertação.

Desejo expressar meus agradecimentos ao geólogo Sílvio Roberto Farias Vlach pelo apoio no processamento dos dados de análises químicas de rocha.

Quero agradecer também ao geólogo Cid Chiodi Filho pelo fornecimento de análise química completa de uma amostra de rocha do Granito Mandira.

As bibliotecárias Maria Solange de Oliveira Pereira, Maria Inês do Prado, Márcia Regina Miglioratto Saad forneceram importante contribuição na recuperação e revisão bibliográficas. A elas agradeço pelo incentivo, amizade e companheirismo. Quero agradecer à bibliotecária Maria Inês César de Oliveira pela revisão e sugestões do "Abstract".

Não poderia deixar de lembrar dos geólogos Marcos Norberto Boin, Reynaldo Bastos da Silva, Ivan Sérgio Cavalcanti de Mello e Rubens Borges da Silva pelos trabalhos geológicos pioneiros desenvolvidos no Granito Mandira, no início da década de 80, que serviram de base para esta dissertação.

Ao técnico Jilson Cardoso devo a sua dedicação e eficiência na digitação do texto da dissertação, com a colaboração das Sras. Aradi Jecira da Cruz e Marcia Aparecida Prevedello Maróstica. A esta, juntamente com a Sra. Maria Auxiliadora P. Baldin quero agradecer o indispensável suporte administrativo, bem como a paciência e o cuidado que tiveram em seus trabalhos.

Desejo agradecer aos técnicos do Agrupamento de Petrologia, da Divisão de Minas e Geologia Aplicada - DMGA - do Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT pela execução de diversos ensaios e também pelo apoio na montagem do manuscrito, especialmente os técnicos Eli de Arruda Toledo, Nilson de Paula, Sidnei Rodrigues de Oliveira e Elaine Vieira dos Santos pelo empenho e dedicação.

A Seção de Desenho da DMGA - IPT devo a elaboração dos mapas, ilustrações e elaboração das capas, especialmente aos desenhistas Mirna Mangini Ferracini e Aluizio de Souza Frota.

As cópias heliográficas devo a João Avelino da Silva e à Jovina Maria Pereira da Silva da Gráfica da DMGA - IPT. A encadernação dos exemplares ficou à cargo da equipe do Sr. Jaime Alves da Silva do IGUSP.

Agradeço ao fotógrafo Alvaro C. Kopezynski, pelo paciente trabalho de cópia de fotografias e pela obtenção das fotografias macroscópicas.

Desejo agradecer ao PRÓ-MINÉRIO - Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais, subordinado à Secretaria da Ciência e Tecnologia e Desenvolvimento Econômico do Estado de São Paulo por ter financiado parte desta pesquisa.

Agradeço ainda ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) das quais recebi bolsa de estudos e auxílio à pesquisa.

Finalmente quero agradecer ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT pela oportunidade e o apoio que me deu durante o curso de mestrado e na elaboração da dissertação, financiando inclusive a parte final da pesquisa na forma de projeto interno. A Divisão de Minas e Geologia Aplicada - DMGA do IPT forneceu permanente apoio em todas as etapas desta dissertação, através de sua direção, na pessoa do geólogo Álvaro Rodrigues dos Santos; da coordenadoria de treinamento, através do geólogo José Augusto Mioto e de todo o seu corpo técnico-administrativo, aos quais agradeço.

SUMARIO

	P.
DEDICATÓRIA	ii
AGRADECIMENTOS	iii
Relação de Figuras	xi
Relação de Tabelas	xvii
Relação de Anexos	xviii
RESUMO	xix
ABSTRACT	xx

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO	1
1 Considerações Preliminares	1
2 Localização e Acesso	2
3 Feições Fisiográficas	2
4 Métodos de Trabalho	5
4.1 Pesquisa bibliográfica	5
4.2 Dados pré-existentes	5
4.3 Trabalhos de campo	6
4.4 Ensaios de coloração seletiva para feldspatos	6
4.5 Análises microscópicas	6
4.5.1 Caracterização petrográfica	7
4.5.2 Determinação das propriedades ópticas dos minerais ...	7
4.5.3 Estudo de inclusões fluidas	8
4.5.4 Análises por microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura	9
4.6 Análises por difratometria de raios X	9
4.7 Análises químicas	10
4.8 Tratamento e análise estatística dos dados químicos ...	11

CAPÍTULO 2

TRABALHOS ANTERIORES	13
----------------------------	----

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA	17
1 Contexto Regional	17
2 Contexto Local	20

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA	30
1 Critérios para Classificação e Nomenclatura das Rochas Graníticas	30
2 Características Petrográficas das Rochas Graníticas	32
2.1 Unidade γA	32
2.2 Unidade γM	37
2.3 Unidade $\gamma M1$	42
3 Características Petrográficas das Rochas Resultantes de Alteração Tardi a Pós-magmática	48
3.1 Rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico	48
3.2 Rochas afetadas predominantemente por greisenização	50
3.3 Rochas afetadas predominantemente por metassomatismo só-dico	54

CAPÍTULO 5

MINERALOGIA	58
1 Quartzo	58
2 Feldspatos Alcalinos	59
2.1 Ortoclásio peritítico a mesoperitita	59
2.2 Albita	59
2.3 Adulária e Microclínio	62
3 Plagioclásio	62
4 Anfibólios	64
4.1 Riebeckita	64
4.2 Ferro-hastingsita	65
5 Astrofilita	65
6 Micas	68
6.1 Biotita	68

6.2 Stilpnomelano	69
6.3 Sericita e/ou mica branca e/ou mica verde clara	69
7 Clorita (turingita)	71
8 Zircão	73
9 Fluorita	74
10 Allanita e Epidoto	74
11 Titanita e Leucoxênio	76
12 Apatita	76
13 Topázio	76
14 Granada	76
15 Sulfetos	78
15.1 Esfalerita	78
15.2 Galena	78
15.3 Pirita	78
15.4 Sulfetos de cobre e ferro	81
16 Óxidos Opacos e Semi-Opacos	81
16.1 Magnetita	81
16.2 Ilmenita	83
16.3 Hematita	83
16.4 Cassiterita	83
17 Calcita	83
18 Genthelvita	83
19 Minerais de Terras Raras	86

CAPÍTULO 6

PETROQUÍMICA	89
--------------------	----

CAPÍTULO 7

TERMOBAROMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS	117
1 Critérios de Seleção das Amostras Estudados	117
2 Classificação e Descrição dos Tipos de Inclusões Fluidas	118
3 Microtermometria das Inclusões Fluidas	122
4 Discussão dos Resultados	127

CAPÍTULO 8

PETROGÊNESE	132
1 Introdução	132
2 Processos de Alteração Tardi a Pós-magmáticos e Minerali- zações associadas	133
2.1 Feldspatização sódica	133
2.2 Greisenização	138
2.3 Feldspatização potássica	139
2.4 Carbonatação	143
2.5 Discussão acerca dos processos de alteração tardi a pós- magmáticos	144
3 Discussão acerca da Petrogênese de Granitos	151
4 Evolução Petrogenética em Mandira	154
5 Considerações sobre a Ambiência Tectônica	158
6 Resumo e Conclusões	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163
ANEXO A	178
ANEXO B	180

ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- 1 - Mapa de localização do Maciço Granítico Mandira e Mapa geológico simplificado.
- 2 - Vista do Maciço Granítico Mandira.
- 3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência dos maciços Mandira, Guaraú, Corupá e Morro Redondo.
- 4 - Textura porfirítica e granofírica em mesopertita granito pórfiro.
- 5 - Passagem brusca de granito para greisen.
- 6 - Placas polidas de amostra de granito da unidade γA .
- 7 - Textura equigranular hipidiomórfica em ferro-hastingsita mesopertita granito deformado (γA).
- 8 - Distribuição dos teores dos principais minerais do Granito Mandira, obtida a partir das análises modais.
- 9 - Diagrama triangular QAP (IUGS 1973).
- 10 - Placas polidas de amostra de granito da unidade γM .
- 11 - Textura granular hipidiomórfica em riebeckita mesopertita granito.
- 12 - Textura granofírica em mesopertita microgranito com riebeckita (γM).
- 13 - Aspecto da textura cataclástica em mesopertita granito (γM).
- 14 - Placas polidas de amostra de granito da unidade $\gamma M1$.
- 15 - Placas polidas de amostra de granito $\gamma M1$ com textura porfirítica, parcialmente rapakivi.
- 16 - Textura rapakivi em granito 3A porfirítico ($\gamma M1$).
- 17 - Textura heterogranoblástica em metassomatito feldspático clorítico.

- 18 - Textura heterogranoblástica em metassomatito quartzo-feldspático.
- 19 - Textura heterogranoblástica em sericita-quartzo greisen.
- 20 - Textura heterogranoblástica em topázio greisen.
- 21 - Placas polidas de amostra de granito albitizado.
- 22 - Textura inequigranular hipidiomórfica modificada em granito 3A albitizado.
- 23 - Agregados de cristais de quartzo subarredondados, localmente com hábito bipiramidal.
- 24 - Cristal de mesopertita exibindo pertitas tipo cordões e cordonetes ("strings e stringlets").
- 25 - Cristal de mesopertita exibindo pertitas tipo manchas (patch).
- 26 - Cristais tabulares de plagioclásio pseudomorfoseados por albita.
- 27 - Aspecto de tabuleiro de xadrez ("chessboard") em cristal de albita formado a partir de feldspato potássico pertítico.
- 28 - Borda de albita do tipo "swapped rim" entre dois cristais de mesopertita.
- 29 - Cristais de adulária: aspecto característico.
- 30 - Agregado de cristais de riebeckita.
- 31 - Agregado de cristais prismáticos de astrofilita associados a riebeckita e zircão.
- 32 - Cristal de biotita verde parcialmente alterado em clorita.
- 33 - Pseudomorfo de biotita constituído por agregado de mica verde clara a branca, carbonato e leucoxênio.
- 34 - Agregados aciculares de stilpnomelano em substrato quartzo-feldspático.
- 35 - Agregado formado por lamelas de turingita e cristais de gra-

nada.

- 36 - Principais tipos e subtipos de classificação tipológica do zircão (Pupin 1980).
- 37 - Distribuição dos "trends" de evolução tipológica - TET (Pupin 1980).
- 38 - Cristais de granada associados a esfalerita.
- 39 - Imagem de elétrons secundários de cristais de granada com cálcio (1) e sem cálcio (2).
- 40 - Análise por dispersão de energia: Espectro dos elementos presentes nos pontos 1 e 2 da figura 39.
- 41 - Cristal de esfalerita com inclusões de calcopirita.
- 42 - Cristal de esfalerita associado a calcopirita e pirita.
- 43 - Agregado de cristais de galena, calcopirita, covelita e magnetita.
- 44 - Galena associada a esfalerita e pirita.
- 45 - Agregado de cristais de magnetita parcialmente martitizados.
- 46 - Magnetita deslocando clivagem de biotita. Ao longo das clivagens cristais tabulares de hematita.
- 47 - Cristais triangulares de genthelvita.
- 48 - Análise por dispersão de energia em cristal de genthelvita.
- 49 - a) Imagem de elétrons secundários em cristal de genthelvita selecionado para análise por dispersão de energia (Fig. 48). Detalhe da Figura 49a, imagem de composição e de raios-X de: b) Si, c) Fe, d) Zn.
- 50 - Cristais de carbonato e titanato de terras raras.
- 51 - Análise por dispersão de energia dos minerais de terras raras.
- 52 - Imagem de composição e de raios X de: Y, Nb, Th, Ti, La, Ce, Si, imagem de composição e perfis do carbono e silício dos minerais de terras raras.

- 53 - Variabilidade química dos principais óxidos das rochas do Granito Mandira.
- 54 - Variabilidade química de elementos traços das rochas do Granito Mandira.
- 55 - Diagramas de Harker para as rochas do Granito Mandira.
- 56 - Diagrama ALK-F-M para os granitos de Mandira, Pikes Peak, Nigéria e Cape Ann.
- 57 - Diagramas de variação: a) $K_2O \times Na_2O$; b) $Na_2O \times Rb$; e) $Rb \times Sr$; d) $Rb \times Li$.
- 58 - Diagrama das principais associações de granitóides distinguindo as associações de granitóides de Pitcher (1982).
- 59 - Diagramas SiO_2 versus Zn, Zr, Ga, Nb e Y.
- 60 - Diagrama Al_2O_3 versus Ga.
- 61 - Diagrama $Zr + Ce + Y \times Rb/Ba$.
- 62 - Diagramas 10.000 Ga/Al versus: $(K_2O + Na_2O)$, $(K_2O + Na_2O)/CaO$, FeO/MgO , K_2O/MgO e índice agpático.
- 63 - Diagramas 10.00 Ga/Al versus Zr, Nb, Ce, Y, Zn.
- 64 - Diagramas SiO_2 versus Y, Rb e Nb; Y versus Nb e Y+Nb versus Rb.
- 65 - Curvas dos padrões geoquímicos normalizados.
- 66 - Teores de terras raras normalizadas para condrito.
- 67 - Diagrama triangular Rb-Ba-Sr.
- 68 - Diagramas de variação das razões Rb/Sr e Ba/Rb.
- 69 - Discriminantes geoquímicos para granitos mineralizados em Sn.
- 70 - Diagrama triangular QFM (mesonorma de Barth).
- 71 - Diagrama triangular Q-Ab-Or com as principais tendências de alteração tardi a pós-magmática em granitóides.
- 72 - Dendrograma dos elementos maiores do Granito Mandira.

- 73 - Inclusões aquosas com fase líquida predominantemente isoladas em esfalerita-quartzo greisen.
- 74 - Inclusão aquosa portadora de mineral opaco ao lado de uma aquosa em quartzo de topázio greisen.
- 75 - Inclusões dos tipos B e D em quartzo de topázio greisen.
- 76 - Inclusões dos tipos D e B em quartzo de topázio greisen.
- 77 - Histogramas da temperatura de fusão do gelo (Tfg) de inclusões dos tipos A e B.
- 78 - Histogramas da temperatura de homogeneização (Th) de inclusões do tipo A em sericita-quartzo greisen, quartzo greisen e veio de quartzo.
- 79 - a) Inclusões dos tipos A e B...; b) e c) Histogramas de temperatura de fusão do CO₂ e ... d) Histograma da Th e decrepitação de inclusões dos tipos B e D em topázio greisen.
- 80 - Coexistência de inclusões dos tipos A e D em sericita-quartzo greisen.
- 81 - Relação entre a Th x salinidade.
- 82 - Isócoras fluidas aquosas de salinidade variada e aquo-carbônicas plotadas em diagrama P-T.
- 83 - Pranchas exibindo variações texturais e mineralógicas de amostras de testemunhos do furo de sonda 03.
- 84 - Aspecto textural de granito ligeiramente greisenizado.
- 85 - Amostra ESC-16H mostrando as zonas de alterações tardi a pós-magmáticas.
- 86 - Variações químicas e mineralógicas ocorridas na greisenização.
- 87 - Aspecto textural de greisen afetado por feldspatização potássica.
- 88 - Distribuição espacial dos processos tardi a pós-magmáticos em granitos.
- 89 - Modelo de sequência cronológica dos processos tardi a pós-

magmáticos.

- 90 - Modelo petrogenético das mineralizações tipo Sn-U associadas a granitos subalcalinos.
- 91 - Geologia e topografia atuais do Maciço Granítico Mandira.
- 92 - Diagrama Q-Ab-Or normativo.
- 93 - Geologia simplificada da região sul-sudeste do Brasil.

TABELAS

- 1 - Características petrográficas resumidas das rochas encaixantes do Maciço Granítico Mandira e do gabro hidrotermalizado.
- 2 - Características petrográficas resumidas de outras rochas associadas ao Maciço Granítico Mandira.
- 3 - Análises modais de amostras do Maciço Granítico Mandira.
- 4 - Características petrográficas resumidas das rochas da unidade γA .
- 5 - Características petrográficas resumidas das rochas da unidade γM .
- 6 - Características petrográficas resumidas das rochas da unidade $\gamma M1$.
- 7 - Características petrográficas resumidas das rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico.
- 8 - Características petrográficas resumidas das rochas afetadas predominantemente por greisenização.
- 9 - Características petrográficas resumidas das rochas afetadas predominantemente por metassomatismo sódico.
- 10 - Análise química de riebeckita.
- 11 - Análise química de ferro-hastingsita.
- 12 - Análise química de astrofilita.
- 13 - Análise química de turingita.
- 14 - Análises químicas das amostras do Maciço Granítico Mandira.
- 15 - Análises químicas das amostras em duplicata.
- 16 - Norma CIPW das rochas do Maciço Granítico Mandira.
- 17 - Parâmetros de Niggli e relações químicas das rochas do Maciço Granítico Mandira.
- 18 - Razões de oxidação do Fe dos granitos de Mandira.
- 19 - Mudanças mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros quí-

nicos ocorridos durante a albitização dos granitos Mandira, Krusné Hory e Correias.

- 20 - Variações geoquímicas ocorridas durante a albitização nos granitos Mandira, Bastfallshöjden e Correias.
- 21 - Mudanças mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros químicos ocorridos durante a greisenização dos granitos Mandira, Krusné Hory e Correias.
- 22 - Variações geoquímicas ocorridas durante a greisenização nos granitos Mandira, Guaraú, Correias e Pedra Branca.
- 23 - Variações mineralógicas e texturais nas sete seções delgadas obtidas da amostra Esc. 16-H.

ANEXOS

- A - Mapa Geológico e Estrutural do Maciço Granítico Mandira.
- B - Mapa de Localização das Amostras Analisadas do Maciço Granítico Mandira.

RESUMO

O Maciço Granítico Mandira constitui um corpo granítico peralcalino, de aproximadamente 50 km² de área, nitidamente intrusivo, com forma alongada elipsoidal e eixo maior com direção N40E, localizado no sul do Estado de São Paulo, na Região Administrativa do Vale do Ribeira.

Limita-se a N e NW com as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Costeiro, as quais são transicionais (a oeste) para os granitos anatéticos ou sintectônicos da Fácies Cantareira. No extremo NE ocorrem os ectínitos do Complexo Turvo-Cajati.

Petrograficamente distinguem-se três unidades no Maciço: Acaraú (YA), que ocorre em dois "stocks" na porção meridional do plutão e é composta principalmente por mesopertita granito com ferro-hastingsita; Mandira (YM), que compõe o corpo principal do Maciço e apresenta composição de mesopertita granito com riebeckita; Mandira 1 (YM1), que ocorre em quatro "stocks" na periferia do corpo maior de YM e é composta principalmente por granito 3A. Além das três unidades graníticas ocorrem regiões afetadas em graus variados por processos tardi a pós-magmáticos: greisenização, albitização e feldspatização potássica, por vezes associados a intenso hidrotermalismo. As regiões afetadas pelos processos tardi a pós-magmáticos encontram-se enriquecidas em Zn, Pb e Cu, que geralmente constituem as mineralizações.

Esta pesquisa apresenta a caracterização petrográfica, mineralógica e química do maciço a partir de estudos em amostras de rocha (superfície e testemunhos de sondagem). Propõe também uma hipótese para a evolução petrogenética do Maciço Granítico Mandira, envolvendo a intrusão e colocação das várias unidades graníticas bem como o estudo dos processos de alteração tardi a pós-magmáticos.

ABSTRACT

The Mandira Massive is an alkalic granitic body covering an area of approximately 50 km² in the Administrative Region of the "Vale do Ribeira" in the southern of the São Paulo state.

It shows clear intrusive relations, despite its mapped lensoid shape whose longest axis (N40E) parallels the regional main structural direction.

At N and NW the country rocks belong to the gneiss-migmatitic "Complexo Costeiro", transitional (to the west) to syntectonic or anatectic granites of Cantareira facies. At the NE end eclogites of the "Complexo Turvo-Cajati" occur.

Three units are petrographically distinguished in the Massive: 1) Acaraú (YA), exposed in two stocks at the meridional part of the pluton, made up essentially of ferrohastingsite bearing mesoperthite granite; 2) Mandira (YM) that constitutes the main volume of granite present in the Massive and is composed by riebeckite bearing mesoperthite granite; 3) Mandira 1 (YM1), occurring in four stocks scattered along the Massive border zone and showing a granite 3A composition. In addition to the above cited units regions were detected which were variously affected by tardi to post magmatic process; greisenization, albitization and K-feldspathization, sometimes associated to intensive hydrothermal action. Such regions prove to be enriched by Zn, Pb and Cu mineralizations.

This research substantiates the present chemical, mineralogical and petrographical knowledge about the Mandira Massive and was carried out from studies on bore core and surface samples. It also presents a hypothesis aiming to explain the Massive petrogenetic evolution comprehending intrusion and emplacement of the several granitic units as well as the tardi to post magmatic alteration which followed this process.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 Considerações Preliminares

Trabalhos específicos sobre o Maciço Granítico Mandira datam da década de 70, pouco depois de trabalhos de cunho regional sobre a geologia do Vale do Rio Ribeira de Iguape e adjacências.

A partir de 1981, trabalhos de exploração mineral desenvolvidos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT - no Maciço levaram à descoberta de zonas com forte alteração hidrotermal associada a mineralizações de metais-base (IPT 1981, Boin et al. 1982). Estes trabalhos revelaram a necessidade de um estudo de detalhe visando o conhecimento tanto dos processos formadores do granito, como dos concentradores de mineralizações.

Em 1985, a autora, por meio de contrato firmado entre o IPT e a Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, através do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (Pró-Minério), executou estudos mineralógicos, petrográficos e químicos em amostras de afloramentos e testemunhos de sondagem. A partir de 1987, sob o patrocínio do IPT e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) a autora aprofundou os estudos, resultando nesta dissertação.

Estudos petrológicos em granitos, envolvendo o entendimento dos processos tardi a pós-magmáticos vêm sendo muito frequentes no exterior, como nos granitos jovens da Nigéria (Bowden & Kinnaird 1984, Kinnaird 1985, Kinnaird et al. 1985a, b, Bowden et al. 1987), em granitos da França, da Inglaterra (Bonin et al. 1978, Bonin 1982, Charoy 1975, 1979 a, b) e da Finlândia (Haapala 1977). No entanto, no Brasil ainda são incipientes, destacando-se estudos sobre alguns granitos da Amazônia (Dall'Agnol 1980, Bettencourt et al. 1987, Pinho no prelo) e sobre o Granito Pedra Branca, em Goiás (Botelho 1984).

Desta forma, almeja-se também nesta pesquisa estimular estudos petrológicos voltados ao entendimento dos processos concentradores de minérios.

2 Localização e Acesso

A área onde está localizado o Maciço Granítico Mandira situa-se no sul do Estado de São Paulo, na Região Administrativa do Vale do Rio Ribeira, estendendo-se pelas folhas topográficas na escala 1:50.000 de Rio Guaraú (SG-22-B-VI-4) e Ilha de Cananéia (SG-23-V-A-IV-3). Esta região é atingida, a partir de São Paulo, pela BR-116 - Rodovia Régis Bitencourt - que une São Paulo a Curitiba, após percorrerem-se cerca de 220 quilômetros.

O Maciço Granítico Mandira localiza-se a noroeste da cidade de Cananéia, no distrito de Itapitanguí (Fig. 1), sendo seu acesso facilitado a partir do km 462 da BR-116 pela estrada asfaltada Pariquera Açu-Cananéia, que margeia sua porção nordeste até atingir a localidade de Itapitanguí, no km 34. Desta localidade há uma ligação pavimentada com a cidade de Jacupiranga que secciona transversalmente o maciço, e outra, a sul, não pavimentada, que serve à localidade de Ariri, com fluxo dificultado ou mesmo impossibilitado ocasionalmente.

3 Aspectos Fisiográficos

A área em estudo, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (1977), insere-se numa região sob domínio de clima tropical, subquente super-úmido (Af na classificação de Koppen (IBGE op.cit.) e nas superfícies mais elevadas, junto às serras, ocorre um clima mais ameno, tropical mesotérmico brando super-úmido (Cfa). O clima tropical subquente super-úmido apresenta temperatura média anual quase sempre inferior a 22°C, variando principalmente entre 20 - 18°C, enquanto o clima tropical mesotérmico brando super-úmido das áreas serranas apresenta temperatura mais amena com média anual em torno de 19 - 18°C. A temperatura máxima absoluta é 36°C e a mínima varia de 0 a 4°C.

O índice pluviométrico anual está compreendido entre 1500 - 2000 mm, com precipitações superiores a 2000 mm na faixa litorânea. Há uma concentração das precipitações (35-40%) em três meses consecutivos, de dezembro a fevereiro, quando se observam as temperaturas mais elevadas. O período seco, que não ocorre na região litorânea, desenrola-se no trimestre junho a agosto, ocasião em que se verificam as mais baixas temperaturas (IBGE

CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E GEOLÓGICAS

- CENOZÓICO**
- Sedimentos inconsolidados
- EOPALEOZÓICO (?)**
- Granito Mandira
- PROTEROZÓICO**
- Micaxistos (Complexo Turvo-Cajati)
- Granitóides foliados (Fácies Cantareira)
- ARQUEANO**
- Migmatitos diversos (Complexo Costeiro)
- Contato geológico
- Falhas ou fraturas
- Alvo

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- Estradas
- Povoado
- Drenagens

FIGURA 1 - Mapa de localização do Maciço Granítico Mandira e Mapa geológico simplificado.

1977).

A vegetação regional é constituída pela Floresta Perenifólia Hidrófila Costeira, condicionada ao relevo, à pluviosidade e à umidade. Assim, sua fisionomia é alta e densa, consequência da variedade de espécimes e da estratificação, em geral, em três níveis: o superior, com grossos troncos de ipês, figueiras brancas e jatobás alcançando de 25 a 30 m; e os inferiores, um arbóreo e outro arbustivo, que vivem num ambiente sombrio e úmido, dependente da luminosidade incipiente que penetra o estrato superior e constituídos principalmente por lianas, epífitas, fetos arborescentes e palmeiras (IBGE 1977).

Os solos nas zonas de serra são escassos, mas quando ocorrem de modo autóctone, são litossóis provenientes do substrato granítico. No geral, são constituídos por depósitos elúvio-coluvionares dos patamares e sopés das encostas.

De acordo com a divisão geomorfológica adotada por Ponçano et al. (1981), as áreas em apreço inserem-se no compartimento geomorfológico da Província Costeira, zona Serrania Costeira do Ribeira, constituindo-se, na sua grande extensão, por relevos de degradação em planaltos dissecados e, secundariamente, por relevos de aggradação litorâneos e continentais (planícies aluviais).

Nos relevos de degradação, do tipo montanhoso, predominam declividades médias e altas (acima de 15%) e amplitudes locais acima de 300m, representadas topograficamente por serras alongadas de topos angulosos, vertentes ravinadas com perfis retilíneos e às vezes abruptos. A drenagem apresenta alta densidade e seu padrão é paralelo pinulado com ocorrência de vales fechados. Perifericamente, dominam morros arredondados com serras restritas e morros paralelos (Ponçano et al. 1981).

As amplitudes altimétricas locais no Maciço Granítico Mandira vão desde o nível do mar até 976m, no Morro Boacica (Fig. 2).

Segundo IBGE (1977) os processos morfogenéticos atuantes na elaboração do modelado regional são predominantemente químicos atenuados.

Figura 2 - Vista do Maciço Granítico Mandira (ao fundo), observando-se (da esquerda para direita) o Morro Boacica, a Serra do Itapitangui e a do Arrepiado.

4 Métodos de Trabalho

4.1 Pesquisa bibliográfica

Estudos bibliográficos objetivaram o conhecimento dos trabalhos já realizados na área, bem como de vários artigos sobre granitos e mineralizações associadas. A partir daí puderam ser formulados modelos teóricos e efetuadas comparações com outros maciços, de forma que pudessem ser testados durante o desenvolvimento da pesquisa.

4.2 Dados pré-existent

Inicialmente executou-se um levantamento exaustivo das amostras, lâminas e análises referentes ao Granito Mandira, bem como das encaixantes, registradas em diversos projetos já realizados (IPT 1981, 1984a, 1985) utilizando-se também os mapas elaborados nos mesmos. Estes dados foram adicionados às novas informações e tratados conjuntamente.

4.3 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo tiveram dois objetivos principais:

- a) coleta, em afloramentos, de amostras representativas dos vários tipos petrográficos presentes no Maciço Granítico Mandira bem como o exame macroscópico de amostras de oito furos de sonda, perfazendo cerca de 500m de rocha perfurada no Alvo 8 (Fig. 1) do Maciço Mandira, com coleta de amostras, a fim de se estudar em detalhe as zonas mineralizadas (textura, mineralogia, associações) e suas relações com as encaixantes;
- b) resolução de dúvidas específicas, principalmente em termos de relações de contato das várias fácies graníticas entre si, e com as zonas alteradas metassomaticamente e potencialmente mineralizadas.

4.4 Ensaios de coloração seletiva para feldspatos

Foram efetuados ensaios de coloração seletiva para feldspatos em todas as amostras de rochas graníticas (plutônicas e subvulcânicas). Para a execução deste ensaio, adaptado por Moraes & Rodrigues (1978), as amostras são serradas e lixadas, para se obter superfícies lisas. A superfície lixada é mergulhada em ácido fluorídrico durante cerca de 20 segundos, para que haja a solubilização dos feldspatos e, em seguida, em cobaltinitrito de sódio, por cerca de 2 minutos. Finalmente a amostra é lavada em água corrente. Os cristais de feldspato potássico adquirem cor amarela e os de plagioclásio, cor branca amarelada. A porcentagem relativa dos feldspatos é avaliada visualmente.

Este ensaio complementa as análises petrográficas, na medida em que abrange superfícies maiores que as seções delgadas e permite uma boa visualização da composição mineral, principalmente para as rochas de granulação média e grossa.

4.5 Análises microscópicas

No desenvolvimento dos estudos microscópicos foram utilizados os seguintes equipamentos ópticos:

- a) microscópio petrográfico Leitz Ortholux II - Pol - BK;
- b) fotomicroscópio petrográfico Zeiss;

c) lupa estereoscópica binocular Wild.

4.5.1 Caracterização petrográfica

Foram estudadas 250 lâminas delgadas, sendo 189 de amostras de superfície e 61 de testemunhos de sondagem. Destas, 105 são de rocha granítica, 110 são de rochas modificadas metassomaticamente e 35 são de outras rochas, tais como: encaixantes, rochas de veios, diques, etc. Estudaram-se ainda 23 seções polidas para caracterização dos minerais opacos.

A finalidade deste estudo foi a caracterização petrográfica de todos os tipos litológicos existentes, com ênfase nas rochas alteradas metassomaticamente e potencialmente mineralizadas.

Foram efetuadas análises modais em lâminas delgadas de 30 amostras do Granito Mandira, sendo 18 de rochas graníticas e 12 de rochas modificadas por processos tardi a pós-magmáticos. Foram contados, em cada lâmina, cerca de 1000 pontos, espaçados a 0,3mm (20 X 16mm) segundo o método de Jung & Brousse (1959). Com os valores obtidos foram calculados, para os minerais mais comuns, a média, o desvio padrão e os extremos da distribuição. A partir destes dados foram construídos diagramas para uma melhor visualização do arranjo modal dos principais minerais entre as diversas unidades graníticas presentes, bem como nas rochas metassomáticas.

4.5.2 Determinação das propriedades ópticas dos minerais

A grande maioria dos minerais presentes foi identificada pela utilização das técnicas usuais em lâmina delgada, tanto por luz transmitida como sob luz refletida. No entanto, em casos específicos (como nos anfibólios, turingita, astrofilita e zircão) foi efetuado um estudo mais detalhado.

O exame destes minerais foi feito em microscópio petrográfico após moagem moderada de cerca de 0,2 kg de amostras (-#100 e +#200), concentração dos minerais pesados por meio de líquido denso (bromofórmio) e separação dos minerais magnéticos ao imã-de-mão e atraídos ao eletro-imã.

Os índices de refração foram determinados pelo método da linha de Becke, em grãos com cerca de 100 micra, imersos em líquidos da Coleção Cargille, com n aferido no refratômetro de

Abbe.

Os estudos microscópios foram efetuados com base na metodologia proposta por: Winchel & Winchel (1951); Kerr (1959); Deer et al. (1963, 1975, 1978, 1982); Heinrich (1965), Tröger (1979), Uytenbogaardt & Burke (1971) e Picot & Zohan (1977).

4.5.3 Estudo de inclusões fluidas

Foram feitas medidas de microtermometria em inclusões fluidas de nove amostras de rochas metassomáticas utilizando-se o aparelho do tipo Chaixmeca (Poty et al. 1976) de fabricação francesa, que consta de uma câmara acoplada a um microscópio universal adaptado (ocular 25X e objetiva resistente, de maior abertura angular), a qual suporta uma variação de temperatura gerada por exposição a nitrogênio líquido e a um filamento aquecedor no intervalo de -190°C a 600°C , registrável em um termo-sensor digital.

Esta técnica requereu a confecção de lâminas bipolidas com espessura entre 50 e 500mm, um mapeamento de cada uma delas no tocante à escolha da fase mineral adequada à preservação e boa visualização das inclusões, como por exemplo quartzo e esfalerita. Esta seleção levou em conta dois critérios principais:

- a) inclusões com dimensões mínimas por volta de 10 μm e portadoras de pelo menos duas fases: uma gasosa e outra líquida, podendo ou não apresentar fases sólidas e outras fases líquidas;
- b) inclusões que não apresentassem condicionamento linear (origem secundária).

Os estudos em microtermometria consistem no congelamento da inclusão e no seu aquecimento gradativo, anotando-se a temperatura de fusão total da fase geradora da solução (fase líquida) e, prosseguindo-se o aquecimento, até a temperatura de homogeneização da fase gasosa (desaparecimento da bolha). Estas temperaturas indicarão, quando tratadas de forma estatística, respectivamente, a salinidade relativa (em equivalentes % de NaCl) da solução hidrotermalizante aprisionada na inclusão e os fatores termodinâmicos (intervalos de pressão e temperatura) das

condições reinantes no momento do aprisionamento das inclusões. A calibração do aparelho de microtermometria para os intervalos de baixa a alta temperatura foi realizada utilizando como padrões respectivamente inclusões aquo-carbônicas com ponto de fusão do CO_2 previamente conhecido ($T_f\text{CO}_2 = -56,6^\circ\text{C}$) e várias substâncias inorgânicas.

Este procedimento demonstrou que os erros nos resultados microtermométricos são da ordem de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ para temperaturas abaixo de 0°C , de $\pm 2^\circ\text{C}$ para o intervalo de 0 a 300°C e $\pm 7^\circ\text{C}$ para temperaturas acima de 300°C .

4.5.4 Análises por microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura

Foram efetuados alguns estudos qualitativos visando uma melhor caracterização química de alguns minerais presentes no Maciço Mandira.

O microscópio de varredura é da marca Jeol, modelo JXA-50A, com microsonda eletrônica acoplada.

O estudo foi efetuado em seções delgadas polidas e recobertas por carbono em metalizador marca Jeol, modelo JEE-4B.

As condições de operação para as análises por dispersão de energia foram as seguintes: 15 KeV e 0,4 ou 0,5 nA e para as análises por dispersão de comprimento de onda, 15 KV e 10^{-8} A.

Com o objetivo de melhor caracterizar alguns minerais foram executadas também análises quantitativas no laboratório do BRGM, em Orléans, pelo prof. Dr. José Vicente Valarelli.

4.6 Análises por difratometria de raios X

Foram utilizadas análises por difratometria de raios X para identificação do tipo de carbonato (quando em quantidade igual ou superior a 5% do total da rocha). Para identificação do carbonato foi efetuada difratometria de raios X na amostra total, britada e moída em gral de ágata, a uma granulometria menor que 44 micra.

O aparelho utilizado foi um difratômetro automático marca Rigaku, modelo Geigerflex D/Max.

As condições instrumentais de operação foram 40 KV, 20 mA, radiação $K\alpha$ do cobre.

Na interpretação dos difratogramas foi utilizado o fichário do Joint Committee on Powder Diffraction Standards (1974).

4.7 Análises químicas

A escolha das amostras para análise química obedeceu aos seguintes critérios:

- representatividade do tipo litológico;
- localização da amostra no campo (procurando-se abranger todo o Maciço);
- ausência de alteração intempérica aparente.

Dependendo do tamanho de grão e das heterogeneidades observadas, foram coletados de 2 a 3 kg por amostra. Inicialmente foi efetuada raspagem das amostras para remoção da superfície externa de alteração intempérica e posteriormente elas foram serradas, enviando-se para o laboratório de análises químicas, em média, 200 a 300 g/amostra, permanecendo o restante para controle petrográfico e arquivo.

Foram efetuadas 23 análises químicas de rochas (sendo duas para controle) analisando-se um total de 49 elementos entre maiores, menores e traços, todas na Geolab-Divisão de Laboratórios da Geosol-Geologia e Sondagens Ltda, em Belo Horizonte.

As amostras foram moídas a uma granulometria menor que 105 micra (150#). Os métodos utilizados foram os seguintes:

- a) SiO_2 ; Al_2O_3 ; MgO ; CaO ; TiO_2 ; P_2O_5 ; Fe_2O_3 : fluorescência de raios X, com amostras fundidas com tetraborato de lítio. Usou-se um espectrômetro a vácuo Rigaku-Denki com excitação com tubo de cromo (precisão $\pm 2\%$);
- b) MnO ; K_2O ; Na_2O ; Ni ; Zn ; Cu ; Pb ; Ag ; Cd ; Co ; Li : absorção atômica com solubilização total das amostras com HF-HNO_3 (precisão $\pm 2\%$);
- c) FeO : determinação por via úmida com titulação com permanganato de potássio;
- d) Sb : absorção atômica com gerador de hidreto (precisão: $\pm 2\%$);
- e) CO_2 : evolução do CO_2 e medida do volume de gás (precisão: $\pm 5\%$);
- f) Ta ; Th ; Cs ; S ; Ba ; Rb ; Sr ; W : fluorescência de

- raios X usando técnica de pó prensado (precisão: $\pm 5\%$);
- g) Hf; Ga; B; Sn; Cl; Be; La; Cr; Nb; Y; Zr; V; Mo; Ce: espectrografia óptica de emissão na região ultravioleta. Amostras diluídas com quartzo-grafita e excitadas no arco D.C. (precisão: $\pm 10\%$);
- h) H_2O^+ : coleta do vapor d'água em papel absorvente e pesagem da água diretamente;
- i) H_2O^- : perda de peso a $110^\circ C$;
- j) F: eletrodo de íon específico, com fusão alcalina (precisão: $\pm 5\%$);
- l) U: fluorimetria (precisão: $\pm 10\%$).

Foram utilizados também resultados de análises químicas efetuados pela Geolab em uma amostra de rocha (HOC-18-FS-R-MA), para a Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - Docegeo a qual gentilmente cedeu seus dados referentes ao Maciço Mandira. Além dos elementos citados acima, foram analisadas as terras raras (Ce, Sm, Yb, La, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, Lu, Ho, Tm, Y) por espectrometria de plasma-ICP, após separação em resinas de troca iônica (precisão: $\pm 10\%$).

A acuracidade das análises foi testada com padrões da United States of Geological Survey (USGS) para rochas graníticas, principalmente o granito G-2.

4.8 Tratamento e análise estatística dos dados químicos

Os resultados em porcentagens de óxidos dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O) foram utilizados para o cálculo da composição normativa das rochas em computador, sendo obtidas a norma CIPW, a mesonorma de Barth, valores de Niggli e outros índices.

Também foram confeccionados diagramas relacionando índices, elementos traços e óxidos, com o objetivo de uma definição das tendências de filiação das rochas e da evolução pós-magmática.

O tratamento estatístico constou do cálculo dos parâmetros estatísticos: média, desvio padrão para os óxidos e elementos traços das rochas do maciço granítico, permitindo a confecção de diagramas de variabilidade química.

Os dados de análises químicas das rochas do Maciço Granítico Mandira foram submetidos à análise de agrupamentos,

com o objetivo de reconhecer e agrupar as amostras mais semelhantes entre si. A análise de agrupamento, que é uma técnica classificatória multivariante, foi feita a partir da matriz de correlação entre as "n" amostras do maciço. A matriz de correlação foi construída a partir da medida de similaridade entre todos os pares de amostras.

Como medida de similaridade utilizou-se do coeficiente de distância, ou seja, da medida da distância Euclideana entre pares de amostras no espaço de "m" variáveis normalizadas (as variáveis são normalizadas para o intervalo de variação 0 - 1).

Assim, a partir da matriz de correlação inicial procura-se o par de amostras com o maior coeficiente de correlação. Essas duas amostras são então unidas no dendrograma com o coeficiente de correlação encontrado na matriz e posteriormente retiradas do conjunto inicial e substituídas pela média entre as mesmas. Uma nova matriz de correlação, agora sem uma amostra, é construída e um novo par de amostras é procurado e o dendrograma é atualizado com uma dessas amostras (a outra amostra continua como a média das duas) e assim, sucessivamente, o procedimento é repetido até que a matriz de correlação reduza-se a 2×2 amostras.

CAPÍTULO 2

TRABALHOS ANTERIORES

Em 1965, Melfi et al. efetuaram um reconhecimento fotogeológico na parte sul do Estado de São Paulo, visando a obtenção de um mapa base para futuros trabalhos de detalhe. Estes autores interpretaram os granitos da região como resultado de palingênese, introduzidos nos metassedimentos em núcleos de anticlinais, ao mesmo tempo ou logo após o principal diastrofismo. Para estes autores, os de caráter sintectônico, concordantes com as estruturas regionais, seriam os maciços de Serra de Paranapiacaba, Itapeúna e associados, e talvez os de Guaraú, Mandira e Rio Cordeiro. De idade posterior (pós-tectônicos) poderiam ser os de Itapirapuã, Itaóca e Ribeirão Branco.

Para as rochas intrusivas no Grupo Açungui, Cordani & Bittencourt (1967) através de idades K-Ar propõem dois períodos: um sincrônico ao metamorfismo principal dos ecnitos Açungui (650-600 Ma) e outro com características tardi a pós-tectônicas (590-500 Ma).

Reforçando as idades obtidas por Cordani & Bittencourt (1967) Cordani & Kawashita (1971) elaboram as isócronas de referência de 630 Ma e 560 Ma (recalculadas para $= 1,42 \times 10^{-11}$ ano⁻¹) para rochas granitóides sin e pós tectônicas, respectivamente.

Em um projeto de mapeamento do Vale do Rio Ribeira de Iguape em seis folhas na escala 1:200.000, Cordani et al. (1971) apresentam, para a Folha Eldorado, um quadro geológico constituído por rochas epi a mesometamórficas associadas a rochas graníticas de naturezas diversas.

Melcher et al. (1973) elaboraram uma síntese geológica do Vale do Ribeira, caracterizando os metamorfitos e preconizando uma divisão das rochas granitóides quanto à composição e textura. Segundo esta classificação, os granitóides Mandira e Guaraú

apresentam caráter pós-tectônico, textura equigranular e composição francamente alcalina, revelada pela eventual ocorrência de anfibólios alcalinos.

Fruto do mapeamento geológico na escala 1:50.000, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM publica o Relatório Final do Projeto Sudelpa, desenvolvido no Vale do Rio Ribeira e litoral sul do estado de São Paulo e que, preliminarmente, elabora uma coluna estratigráfica regional cujas unidades são o Complexo Gnáissico-Migmático, o Grupo Açungui (pré-cambrianos), Graníticas Intrusivas Eopaleozóicas, Alcalinas Mesozóicas e Coberturas Quaternárias (Morgental et al. 1975).

Ao discutir características geoquímicas dos maciços graníticos do Vale do Rio Ribeira, Gomes et al. (1975a, b) fornecem dados sobre composição química, elementos maiores e alguns elementos traços, que permitem o cálculo de composições normativas para as amostras provenientes dos maciços graníticos Mandira e Guaraú. Características petrológicas (geoquímicas e genéticas) são comentadas em Wernick & Gomes (1977).

Baseados no cadastramento de quase duas centenas de corpos, Hasui et al. (1978) propõem um procedimento de classificação dos corpos granitóides da Região de Dobramentos Sudeste, resultando na proposição de cinco fácies, a saber: Migmatítica, Cantareira (sintectônicas), Graciosa, Itu e Granofírica (pós-tectônicas). Segundo estes autores, a Fácies Graciosa caracteriza-se pela acentuada alcalinidade de seus termos litológicos, abrangendo, entre diversos corpos dos estados do Paraná, Santa Catarina e São Paulo, o Granito Mandira.

Para Wernick & Penalva (1978), o Maciço Mediano de Joinville estrutura-se em três faixas distintas de ocorrência de rochas granitóides com orientação NE-SW. As faixas NW e Central são formadas por grandes batólitos predominantemente polidiapíricos sin/tardi e pós-tectônicos, enquanto que a faixa SE engloba corpos menores, alcalinos, pós-tectônicos, gerando dois alinhamentos grosseiros, um a norte formado pelos corpos Anhangava, Graciosa, Marumbi, Alto Turvo e Guaraú, e outro a sul, pelos corpos Corupá, Piraí, Dona Francisca, Morro Redondo e Mandira. Issler et al. (1980) discorrem sobre as perspectivas metalogenéticas baseadas em dados químicos de maciços graníticos

da Folha Curitiba.

Como resultado do remapeamento da escala 1:100.000 do Vale do Rio Ribeira executado pelo convênio CPRM/Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM e da integração geológica, Silva et al. (1981) apresentam uma interpretação cronoestratigráfica e geotectônica do pré-cambriano desta região. A descrição sintética das unidades, assim como a proposição de novas unidades são encontradas em Batolla Jr. et al. (1981) e Silva & Algarte (1981a, b).

Na elaboração do Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala de 1:50.000 executado pelo IPT, Hasui et al. (1981) e Bistrichi et al. (1981) reconhecem e discriminam unidades com caráter litoestratigráfico em conformidade com as proposições da Carta Geológica do Brasil a 1:2.500.000 (Schobbenhaus Fo. et al. 1984).

Kaul et al. (1982a) agrupam cerca de três dezenas de corpos graníticos alojados nos terrenos pré-cambrianos do SSE brasileiro na Suíte Intrusiva Serra do Mar, de características anorogênicas marcantes, mas com ligação genética desse plutonismo ao vulcanismo, sedimentogênese e rifteamento promovido pelo então designado Episódio Campo Alegre (final do Proterozóico Superior a limiar do Eopaleozóico).

IPT (1984c) elabora um mapa geológico da região sul-sudeste do Estado, baseado em uma compilação extraída de várias fontes. Neste trabalho foram delimitadas áreas para estudos de maior detalhe, visando a ocorrência de mineralizações.

Janasi & Ulbrich (1985) agrupam as ocorrências granitóides segundo domínios geográficos, limitados por falhamentos de extensão regional considerável, a saber: os domínios de Guaxupé, Jundiá, São Roque, Ubatuba, Iguape, Embu e Açungui. O domínio Iguape destaca-se pela presença de núcleos granulíticos arqueanos e maciços granitóides circunscritos da Suíte Serra do Mar (Kaul et al. 1982b), esta última contendo o Granito Mandira.

Resultados geocronológicos obtidos nos corpos Corupá, Morro Redondo, Mandira e Guaraú, durante a execução do Projeto RADAM - BRASIL, logram delinear duas isócronas, uma de 506 e outra de 540 Ma (Kaul et al. 1982b e Kaul 1984) (Fig. 3).

Figura 3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência dos maciços Mandira, Guaraú, Corupá e Morro Redondo.

Durante a execução dos projetos de Avaliação das Potencialidades Minerais das Rochas Granitóides do Estado de São Paulo, o Maciço Granítico Mandira foi objeto de reconhecimento de campo, análise de imagens de radar e fotografia aérea, bem como de estudos petrográficos (IPT 1981); prospecção geoquímica (IPT 1982a, 1984b, 1985); prospecção geofísica em alvos selecionados (IPT 1982b); integração a nível de detalhe (IPT 1984a); além de ter sido exemplo de aplicabilidade do sensoriamento remoto na detecção de alvos promissores em rochas graníticas (IPT 1984c). Estas pesquisas possibilitaram a individualização de duas suítes granitóides distintas denominadas Acaraú e Mandira; comportando, esta última, uma subdivisão em três subunidades: YM, YM1 e YM2 (IPT 1981), assim como o reconhecimento de alterações hidrotermais dos tipos propilítica e argílica, associadas a mineralizações de Cu, Pb, Zn, Mo, Ag e pirita (Boin et al. 1982). Em IPT (1981) foram individualizadas duas zonas intensamente alteradas por processos tardi a pós-magmáticos, designados por alvos 8 e 13 (Fig. 1).

Em IPT (1986b) é mantida a subdivisão em YA, YM, YM1 e YM2, embora sob a forma de unidades e ressaltando a condição da unidade YM2 como sendo a mesma YM, porém com um grau de alteração hidrotermal mais elevado.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA

1 Contexto Regional

O Maciço Granítico Mandira encontra-se no contexto geotectônico do embasamento cristalino sul brasileiro definido como Região de Dobramentos Sudeste (Almeida et al. 1976) e que já recebera denominações anteriores de "Cinturão Paraíba" (Ebert 1957 apud Cordani & Kawashita 1971) e "Cinturão Ribeira" (Almeida et al. 1973), agora restritas às unidades geotectônicas Transamazônica e Brasileira, respectivamente. Há correspondência total desta Região de Dobramentos com a Província Estrutural Mantiqueira de Almeida & Hasui (1984).

Hasui et al. (1975) dividem o então "Cinturão Ribeira" em dois segmentos: o Setentrional e o Meridional, conectados pela zona de transcorrência São Paulo. O segmento Meridional, por sua vez, está compartimentado numa sucessão de faixas com direção geral NE-SW, alternadamente constituídas de rochas epimetamórficas (ectinitos das Faixas de Dobramentos) e rochas meso a catazonais (seqüências gnáissico-migmatíticas dos Maciços Medianos), ambos cortados por abundantes intrusões granitóides (Wernick & Penalva 1978).

Estas unidades têm como limites o contato a oeste com os sedimentos da Bacia do Paraná e a linha de costa a leste, sendo denominadas por Hasui et al. (1975), sucessivamente de NW para SE: Sistema Dobrado Apiaí, Maciço Mediano de Joinville, Sistema Dobrado Tijucas, Maciço Mediano de Pelotas e Sistema Dobrado Uruguai-Oriental, este último já no país vizinho homônimo. Em Hasui et al. (1980), as palavras Sistema Dobrado e Maciço Mediano foram substituídas por Faixa e Maciço, respectivamente.

O Maciço Mediano de Joinville apresenta núcleos granulíticos e básico-ultramáficos mais antigos associados às seqüências gnáissico-migmatíticas predominantemente brasileiras, feição

esta que o caracteriza como arcabouço do setor meridional do Sistema de Dobramentos Ribeira (Hasui et al. 1975). É no Maciço Mediano de Joinville que se encontra inserido o Granito Mandira, com idades referíveis ao limite do Proterozóico Superior com o Paleozóico Inferior.

Litoestratigraficamente, o Maciço de Joinville tem como representantes os Complexos Costeiro e Turvo-Cajati, entrecortados pela Suíte Granítica Intrusiva (Hasui et al. 1981).

O Complexo Costeiro (Hasui et al. 1981), em correspondência pró-parte com os complexos anteriores: Cristalino, Migmatítico, Gnáissico-Migmatítico, compreende migmatitos homogêneos e heterogêneos, associados a gnaisses e rochas metassomáticas ou anatéticas, ocorrências localizadas de quartzitos, mármore dolomíticos e xistos, além dos já referidos núcleos granulíticos e metabásico/meta-ultrabásicos (Morgental et al. 1975). As relações entre esses tipos litológicos não estão bem esclarecidas até o presente momento, talvez porque as rochas apresentem graus variáveis de migmatização e granitização, bem como metamorfismo em fácies anfibolito a granulito, sugerindo tratarem-se de faixas crustais arqueanas retrabalhadas por eventos termotectônicos policíclicos (Hasui et al. 1981).

O Complexo Turvo-Cajati, definido por Silva & Algarte (1981a, b), referível anteriormente ao Grupo Açungui ou a seu embasamento, constitui-se de dois conjuntos: um ectinítico, com três associações litológicas: metapsamítica (Turvo-Areado), metapelítica (Cajati) e metacarbonática (Capela do Cedro); e outro migmatítico-gnáissico, dentro do qual se inserem os gnaisses bandados Barra do Azeite, sem ordenação estratigráfica definida. O metamorfismo varia de fácies xisto verde a anfibolito, com generalizado fenômeno retrometamórfico; as direções estruturais do Complexo obedecem uma disposição E-W atribuída à fase de dobramentos do Ciclo Transamazônico, com superimposição NE-SW do Ciclo Brasileiro, o que o posiciona preliminarmente no Proterozóico Inferior (Hasui et al. 1981).

As rochas granitóides, segundo classificação descritiva proposta por Hasui et al. (1978), podem ser desmembradas em duas suítes: uma de caráter sintectônico incluindo as fácies Migmatítica e Cantareira; e outra de caráter pós-tectônico, englobando as fácies Graciosa e Granofírica. Esse magmatismo

granitóide associa-se localmente às supracrustais do Proterozóico Superior geradas no Ciclo Brasileiro, razão pela qual apresenta datações referindo intervalos de idade de 650 a 600 Ma para a fase sintectônica e 560 a 500 Ma para a fase pós-tectônica (Hasui & Oliveira 1984). Batolla Jr. et al. (1981) têm interpretado os granitóides embrechíticos, correspondentes às fácies sintectônicas Migmatítica e Cantareira, como de idade transamazônica afetados por remobilização e feldspatização em tempos brasileiros.

A fácies Graciosa (Hasui et al. 1978), correspondendo às associações "álcali granito-sienito" e "monzonito-adamelito" de Wernick (1979), faz-se representar por pequenos "stocks" e bossas, concentrados nas regiões sul do Estado de São Paulo, leste do Paraná e norte de Santa Catarina, destacando-se os corpos de Guaraú, Mandira, Ilha do Cardoso, Alto Turvo, Graciosa, Agudos do Sul, Morro Redondo, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Rio Pardinho, Dona Francisca, Pirai e Corupá (Hasui et al. op.cit.). São de natureza alcalina a subalcalina; isotrópicos; de coloração cinza clara, bege e rósea; granulação média a grossa; textura granular hipidiomórfica ou xenomórfica, localmente porfirítica. A mineralogia básica define-se por ortoclásio peritítico, quartzo, plagioclásio sódico, anfibólios sódicos (riebeckita, ferro-hastingsita, arfvedsonita), egirina-augita e biotita (Hasui et al. 1978).

Kaul (1984) refere-se ao condicionamento estrutural dos alojamentos desses maciços cujos componentes compressoriais e distensionais possuem direções aproximadas de N50W e N40E, respectivamente.

Datações Rb-Sr em granitóides pós-tectônicos, inclusive no Maciço Guaraú, fornecem idade de 560 Ma (idade recalculada para $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ de Cordani & Kawashita 1971) ou pouco mais nova - 540 e 506 Ma - em Kaul et al. (1982a) e Kaul (1984).

Regionalmente, também comparecem intrusivas alcalinas mesozóicas, tais como Jacupiranga, Juquiá e Morro de São João e, finalmente, as coberturas cenozóicas constituídas pelas Formações Pariquera-Açu e Cananéia (Suguio & Martin 1978) e depósitos coluvionares, aluvionares e marinhos.

A feição estrutural mais pronunciada é uma orientação NE-

SW marcada pelas foliações metamórficas e falhamentos principais, com ocorrência secundária de falhamentos E-W (IPT 1981).

A tectônica rígida é marcada por extensos falhamentos NE a ENE (Caucaia, Cubatão, p.ex.), cujos movimentos relativos sugerindo esforços segundo E-W, resultariam num estágio de posicionamento dos blocos meridionais para porções ocidentais (Morgental et al. 1975). Outro sistema desenvolvido, provavelmente superimposto ao primeiro, é o com orientação NW, atribuído ao tectonismo tafrogênico mesozóico e frequentemente preenchido por diques de composição básica.

Ainda segundo Morgental et al. (1975), a tectônica plástica caracteriza-se pelo desenvolvimento de transposição estrutural e granitização nas rochas migmatíticas, e de dobramentos nos epimetamorfitos.

Em IPT (1986a), é apresentada proposta de um novo modelo geológico para o Vale do Ribeira, a qual relaciona a localização deste na região de articulação de dois blocos crustais: Vitória e São Paulo através de um mecanismo de cisalhamento dúctil, apresentando como unidades os complexos arqueanos, bacias supracrustais arqueanas e supra-proterozóicas e representantes de plutonismo ácido brasileiro.

2 Contexto Local

O Maciço Granítico Mandira constitui um corpo de aproximadamente 50 km² de área, com forma alongada elipsoidal, e eixo maior de 19 Km na direção aproximada N40E, assumindo as mais proeminentes formas do relevo das folhas topográficas 1:50.000 de Rio Guaraú (denominada anteriormente Barra do Azeite por Morgental et al. 1975) e Ilha de Cananéia (SG-22-X-B-VI-4 e SG-23-V-A-VI -3), cujas denominações locais são Serra do Acaraú, Morro Boacica, Serra do Itapitangui e Serra do Arrepiado (IPT 1981) (Fig. 2).

O contato com as encaixantes (ectnitos e migmatitos) dá-se de modo brusco, discordante, nitidamente intrusivo, o que condiciona o "emplacement" do corpo intrusivo, circunscrito a nível epizonal e portanto alóctone (IPT 1984a).

As rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Costeiro, transicionais para os granitos anatéticos ou sintectônicos

da Fácies Cantareira de Hasui et al. (1978), expõem-se pelo flanco NW do corpo, estendendo-se desde as cabeceiras do Córrego da Serra até a confluência do Córrego do Salto com o Rio Branco.

No extremo NE ocorrem os ecnitos do Complexo Turvo-Cajati, uma sequência metapelítica designada Cajati por Silva & Algarte (1981a, b) e anteriormente referida ao Grupo Açungui (Morgental et al. 1975). São por vezes recobertos por aluviões ou afloram em morrotes, emersos das coberturas coluviais e aluviais que margeiam a Serra do Arrepiado ou cobrem as planícies litorâneas. Segundo observações de campo (IPT 1981), no Vale do Córrego Utinga encontram-se, embutidos tectonicamente no Maciço Granítico, sericita-biotita-quartzos xistos localmente com granada ferrífera e exibindo sinais de metamorfismo termal, mas em geral, muito alterados.

Na porção SW do Maciço ocorrem blocos de uma rocha cinza escura, de granulação grossa e estrutura maciça, constituindo um gabro afetado por processos hidrotermais cujas relações de contato com o corpo granítico não são observáveis em superfície.

Foram efetuadas análises petrográficas em algumas amostras das rochas encaixantes com a finalidade de verificar a existência de metamorfismo de contato ou de metassomatismo (como presença de exogreissens), o que no entanto, não se verificou. A tabela 1 apresenta as características petrográficas resumidas das rochas encaixantes e também do gabro hidrotermalizado.

Encaixados nos falhamentos regionais NW que seccionam o maciço em três porções, os rios Mandira e Itapitanguí possuem amplas planícies aluviais, também espalhadas pelos afluentes do último, os córregos Esteirinho e Rio Branco. O intemperismo intenso e a erosão possante em zona de forte gradiente topográfico movimentam o regolito e desprendem blocos e matacões que entulham os sopés das encostas íngremes nas zonas de contato com as encaixantes, constituindo depósitos elúvio-coluvionares ("talus") como os da margem esquerda do Rio Mandira e os do corte da estrada Itapitanguí-Mandira entre os córregos Aleixo e Bananal. Finalmente, no lado litorâneo, ocorrem depósitos holocênicos mistos, flúvio-lacustre-marinhos (IPT 1981).

A análise mineralógica composicional posiciona a maior parte dos granitóides locais, segundo critérios da International

TABELA 1 - Características petrográficas resumidas das rochas encaixantes do Maciço Granítico Mandira e do gabro hidrotermalizado.

[illegible]

Union of Geological Sciences - IUGS (1973), no campo dos feldspato alcalino granitos e, subordinadamente, dos granitos do tipo 3A, mostrando uma forte tendência alcalina diagnóstica da fácies Graciosa (Hasui et al. 1978).

O mapeamento geológico local, na escala 1:50.000, apresentado pelo IPT (1981), apoiou-se na análise de fotografias aéreas (1:25.000) e imagens de radar (1:100.000), além de estudos petrográficos, possibilitando a individualização de duas suítes granitóides distintas, denominadas Acaraú (γA) e Mandira (γM), esta última subdividida em três subunidades designadas informalmente de γM , $\gamma M1$ e $\gamma M2$ e cujos contatos expõem-se ora com nítida característica intrusiva ora com nítido condicionamento tectônico.

Em IPT (1986b) manteve-se a classificação proposta em IPT (1981), redefinindo-se no entanto os termos utilizados para designar as diversas fácies graníticas, optando-se pela utilização do termo unidade, ao invés de suíte e subunidade. Na presente pesquisa também foi mantido basicamente o mapa original, onde se redefiniram as unidades graníticas com base principalmente nas suas características macroscópicas (estrutura, granularidade e textura) objetivando uma discriminação satisfatória, mesmo a nível de campo, das diversas unidades (Mapa Geológico e Estrutural-Anexo 1). Suprimiu-se no entanto a unidade $\gamma M2$, que por se constituir na própria unidade γM mais alterada, não deve ser tratada separadamente. A classificação geral das rochas graníticas do Maciço Mandira é a seguinte:

- a) Unidade γA : granitos maciços, equigranulares de granulação média a grossa e coloração cinza-esverdeado escuro;
- b) Unidade γM : granitos maciços, equigranulares de granulação média a fina e coloração cinza-esbranquiçado;
- c) Unidade $\gamma M1$: granitos maciços, inequigranulares e porfiríticos de granulação média a fina e coloração cinza-esbranquiçado ou rósea;

Deve-se ressaltar que embora as unidades do Maciço Mandira sejam caracterizadas grosseiramente pelas feições acima, existem variações locais, com termos intermediários entre elas. Nestes casos levou-se em consideração principalmente as associações de

campo.

A unidade Acaraú (γA) delinea dois segmentos elipsoidais alongados na direção E-W, ocupando o extremo SW do complexo, na Serra Acaraú entre os córregos da Serra e Boaciquinha, e cujos contatos com as encaixantes migmatíticas e anatexíticas, mascarados pela cobertura coluvionar, são marcados por intensos falhamentos E-W e N50W.

A unidade Mandira (γM), por seu turno, é a de maior representação areal, constituindo-se num elipsóide alongado na direção NE, central em relação às outras unidades. Nas proximidades marginais do Vale do Rio Itapitangui, a Unidade Mandira afetada pelo falhamento regional NW (onde se encaixa o Rio Itapitangui), caracteriza-se pela presença de freqüentes fenômenos de alteração (cloritização, epidotização e silicificação), que sugere uma zona propilítica de uma unidade eminentemente cataclástica, portando até estrias de fricção, corrugamento e concentração de biotita e/ou riebeckita nos planos de cisalhamento. Essas feições restritas a esta zona, e a idéia de que era uma zona mais enriquecida em biotita, levou IPT (1981) a considerá-la como outra subunidade e IPT (1986b), como unidade.

Já a unidade Mandira 1 ($\gamma M1$) é constituída por quatro corpos de dimensões relativamente restritas ("stocks"), ocupando partes periféricas da unidade anterior ou interceptando a unidade γA .

Aliados a falhamentos expressivos implantados em todas as unidades ocorrem numerosos diques de diabásio e veios menores, paralelos, de lamprófiros, brechas graníticas, alasquitos, aplitos e microgranitos em porções localizadas (IPT 1981).

Os corpos de diabásio e lamprófiros (com espessura em geral métrica a decamétrica), provavelmente de idade mesozóica, apresentam cor preta, estrutura maciça e granulação média a fina. Recentemente (comunicação verbal de J.M.V. Coutinho) verificou-se por escavações que ocorre diabásio em dique provavelmente possante ao longo do Rio Itapitangui, no fundo de seu vale, recoberto de aluvião. É quase certo que a intrusão se deu ao longo da falha NW já referida.

Apresentando espessura métrica a decamétrica e centenas de metros de comprimento, os corpos de granito pórfiro exibem

cor rósea acinzentada, possuem fenocristais milimétricos de feldspatos e/ou quartzo, geralmente apresentam composição de mesopertita granito e textura granofírica (Fig. 4). Os aplitos ocorrem sob a forma de diques com espessura decimétrica, exibem cor rósea a branca, estrutura maciça, granulação fina a média e textura xenomórfica.

A tabela 2 apresenta as características petrográficas resumidas de todas estas rochas associadas ao Granito Mandira.

Fenômenos de alteração tardi a pós-magmática ocorreram em praticamente todo o maciço granítico, concentrando-se em algumas regiões destacadas no mapa geológico (Anexo A), como zona de greisenização e/ou metassomatismo potássico e/ou sódico e zona de intenso hidrotermalismo. As rochas resultantes de um ou mais destes processos denominam-se de metassomatitos. Adota-se aqui a seguinte definição de metassomatito: "uma rocha cuja composição química foi substancialmente modificada pela alteração metassomática dos seus constituintes originais" (Bates & Jackson 1980).

Pela definição mais recente proposta pela IUGS em 1985, discutida em Nancy em 1986, metassomatito ou rocha metassomática é a rocha na qual se reconhecem os efeitos do metassomatismo de maneira substancial e generalizada. Metassomatismo é o "process by which the chemical composition of a rock or rock portion is altered in a pervasive manner and which involves introduction of substances from outside". Perdas de H_2O e CO_2 durante metamorfismo progressivo não são metassomáticas, mas ganhos dos mesmos (H_2O e CO_2) durante metamorfismo regressivo são um processo metassomático (J.M.V. Coutinho, comunicação pessoal).

Entre os metassomatitos destacam-se os greisens, rochas formadas por metassomatismo de H^+ e do Si^{4+} , entendendo-se por greisens "rochas metassomáticas compostas essencialmente por quartzo e mica, freqüentemente com topázio, fluorita, turmalina, feldspato e minerais de minério" (Shcherba 1970).

No Maciço Mandira, rochas intensamente metassomatizadas acham-se restritas a duas regiões, delimitadas por IPT (1981) e designadas por "Alvos 8 e 13" (Fig. 1). Cabe ressaltar no entanto, que nas proximidades do contato entre o maior

TABELA 2 - Características petrográficas resumidas de outras rochas associadas ao Maciço Granítico Mandira.

MINERAIS	ANOSTRA	TEXTURAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	Obs.
A-310-R	65 120-251	(1) I	Porfírica/brechiada	Mesoperfita granito pórfiro albitizado
04-0603-3	pr	(1) I	Sferulítica/porfírica	Granito pórfiro
C-016-R	144-54135-48	(2) I	Porfírica parcialmente granofírica	Mesoperfita granito pórfiro albitizado
A-532-R	194-95	I	Decussada reticulada	Veio de quartzo
04-0479-7	145-54 54	I	Decussada reticulada	Veio de quartzo
A-535-R	64 40	I	Granular xenocríica	Alito de mesoperfita granito
7-A	160-651 30	I	Porfírica granular xenocríica	Alito de mesoperfita granito
C-02/015	134-40110-157	(3) I	Granular panidiocríica/porfírica	Biotita-piroxênio-plagioclásio lamprófito
S-H	34	(4) I	Granular panidiocríica/porfírica	Olivina-piroxênio lamprófito
S-H	pr	I	Subofítica a intergranular	Diabásio
6-C	160-70	I	Interstertal	Diabásio fino
04-080-1	60	I	Intergranular interstertal	Rocha basáltica
C-340-R	15 85	I	Granoblastica	Milonito silicificado
04-0329-3	64 44	I	Porfírica e granofírica	Mesoperfita granito pórfiro
C-022-R	50 145-54	(6) I	Porfírica e granofírica	Mesoperfita granito pórfiro
F1-17,75m	64 34	(2) I	Porfírica e granofírica	Leuco granito pórfiro 3A
F1-20,00m	135	I	Heterogranoblastica interlobada	Quartzo de veio
F3-73,40m	75 115-20	I (5,6)	Porfírica	Biotita mesoperfita granito pórfiro
F3-79,50m	75 20	I	Porfírica	Biotita mesoperfita granito pórfiro

Nota: tr = traços ((12)) pr = presentes
 (1) epidoto = tr (4) olivina = 102
 (2) titanita = tr (5) mica verde = tr
 (3) zalcaina = 5-102 (6) esferulita = tr

"stock" de $\gamma M1$ com γM (Ponto 04-624-3, Anexo B), na região do cruzamento de duas falhas (E-W e N30W) foram encontrados blocos de um metassomatito quartzo-feldspático, fortes evidências de albitização precoce e metassomatismo potássico tardio subordinado, além de feições sugestivas de processo cataclástico. No Ponto 04-348-R foram observados também blocos de quartzo greisen. No entanto, os afloramentos encontrados nas proximidades são de granito, não sendo possível confirmar a ocorrência.

Os metassomatitos mais frequentes no Granito Mandira são os de composição quartzo-feldspática, geralmente com teores elevados de clorita férrica (turingita) e/ou biotita verde a parda. Estas rochas ocorrem principalmente no Alvo 8, mais especificamente num pequeno "stock" de granito da unidade $\gamma M1$ ali aflorante.

Quanto à geometria dos metassomatitos quartzo-feldspáticos as evidências de campo (escavações e testemunhos de sondagem) indicam que ocorrem como "bossas" de contorno arredondado ou mamelonar, com dimensões centimétricas a métricas, além de vênulas de espessura milimétrica a centimétrica.

Os greisens se restringem ao corpo de $\gamma M1$ localizado no Alvo 8 e às proximidades do Vale do Rio Itapitangui (Alvo 13). Os primeiros são predominantemente sericita-quartzo greisen e os segundos são greisens portadores de topázio.

Na região do Alvo 8 foi possível observar em vários locais o contato entre o granito encaixante e o greisen, verificando-se que ele se dá de modo brusco (Fig. 5).

Evidências de campo (escavações e testemunhos de sondagem) indicam que os corpos de greisen apresentam forma de "bossas" ou ocorrem sob a forma de vênulas, sempre com dimensões centimétricas a decimétricas.

Observam-se frequentes vênulas de quartzo, associadas especialmente aos greisens e certamente associadas também geneticamente ao processo de greisenização (último estágio deste, conforme Shcherba 1970).

Os granitos albitizados são rochas graníticas que sofreram processo de metassomatismo sódico intenso, levando à substituição dos feldspatos por albita.

Ocorrem principalmente no "stock" $\gamma M1$ do Alvo 8 e seus

contatos com o granito inalterado são bruscos.

Inclui-se aqui o "albitito" descrito em IPT (1984a), (Ponto C-801-R), que não apresenta os requisitos geológicos e petrográficos propostos por Smirnov 1976, e mostra grande semelhança com granitos albitizados.

0 1,05mm

FIGURA 4 - Textura porfirítica e granofírica em mesopertita granito pórfito. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 73,40 m).

FIGURA 5 - Passagem brusca de uma rocha granítica (cor rósea) para um greisen (cor cinza escuro).

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

1 Critérios para Classificação e Nomenclatura das Rochas Graníticas

A escolha da classificação e da nomenclatura petrográfica que melhor se adequassem ao Granito Mandira configurou-se bastante complicada, à medida que se buscava atender a dois requisitos básicos: praticidade e boa discriminação dos tipos existentes. Conforme citado anteriormente, pensou-se inicialmente, em manter a classificação e nomenclatura adotadas em IPT (1981), cujo mapa serviu de base para esta dissertação, porém os critérios então adotados nem sempre eram suficientes para uma discriminação satisfatória entre as diversas unidades. Por meio de estudo petrográfico sistemático em três furos de sondagem realizados no Alvo 8 perfazendo cerca de 200m, verificou-se que naquele local existe uma gradação entre mesopertita granito, sem plagioclásio liberado, até granito 3A com cerca de 15-20% de plagioclásio. Os litotipos mais ricos em plagioclásio liberado (invariavelmente de hábito tabular) apresentam texturas distintas em relação aos essencialmente mesopertíticos. Ambos os litotipos ocorrem intimamente associados e frequentemente intercalados, não havendo dúvidas de que são cogenéticos. Por isso, apesar de se enquadrarem em classificações petrográficas diferentes (seg. IUGS 1973) devem ser agrupados em uma única unidade litológica (vide figura 83 - Petrogênese).

Extensivas pesquisas em trabalhos sobre maciços graníticos (principalmente mineralizados) revelaram que os autores se utilizam de várias classificações. Assim, Bonin (comunicação pessoal), nos seus trabalhos sobre a Córsega, utilizou a classificação de granitos "hypersolvus" e albíticos, além de propor o termo "transolvus" para as rochas intermediárias entre os "hypersolvus" e "subsolvus" de Tuttle & Bowen (1958).

Bowden & Kinnaird (1984) utilizam a classificação da IUGS (1973) para as rochas plutônicas (baseada no diagrama triangular QAP de Streckeisen 1973). O uso deste diagrama para definir várias séries de rochas graníticas e rochas relacionadas foi muito bem discutido e apresentado por Lameyre & Bowden (1982).

Haapala (1977), em seu estudo sobre o "stock" Eurajoki, (Finlândia), utiliza primeiramente uma classificação textural, complementando-a posteriormente com informações a respeito da composição mineralógica.

A classificação e nomenclatura utilizadas inicialmente por Dall'Agnol (1980), no seu estudo sobre alguns granitos do tipo rondoniano, é baseada principalmente na petrotrama da rocha. Assim, quando se refere a determinado litotipo, ele utiliza feições texturais e de granulação. Posteriormente, através de análises modais ele classifica as rochas conforme Streckeisen (1967) e Tuttle & Bowen (1958).

Botelho (1984), numa primeira divisão, a exemplo de Dall'Agnol (1980), também utiliza aspectos da petrotrama das rochas do Maciço Granítico de Pedra Branca, projetando-os posteriormente no diagrama QAP da IUGS (1973).

Vlach (1985), no seu estudo sobre o Maciço de Morungaba, inicialmente também faz uso de uma classificação baseada principalmente nos aspectos da petrotrama, incluindo a cor das rochas estudadas. Posteriormente, utiliza a moda destas rochas para classificá-las segundo a IUGS (1973).

Considerando todos os trabalhos citados, nesta pesquisa também optou-se por uma classificação baseada inicialmente em aspectos macroscópicos, complementada pelas características mineralógicas. Assim, o modo de ocorrência e as características petrográficas das diversas fácies do Granito Mandira, levaram à escolha de uma nomenclatura de siglas representativas de litotipos definidos pela petrotrama respectiva, complementada por caracteres microscópicos e proporções minerais (segundo a classificação da IUGS 1973). Por fim, utilizou-se também a classificação de Tuttle & Bowen (1958), de granitos "hypersolvus" e "subsolvus".

2 Características Petrográficas das rochas graníticas

2.1 Unidade (γA)

Rochas de aspecto charnockítico (IPT 1981) por efeito de sua cor cinza esverdeado e estrutura maciça; quando submetidas à cataclase exibem estrutura suborientada a orientada (Fig. 6). A granulometria varia de 2,0 a 10,0 mm, ficando a média em torno de 3,0 a 6,0 mm.

Ao microscópio exibem textura inequigranular a equigranular hipidiomórfica (Fig. 7), caracterizada por cristais subédricos, milimétricos, de ortoclásio pertítico ou mesopertítico com bordas corroídas e quartzo geralmente em agregados de cristais subédricos a anédricos, subarredondados a arredondados e com tamanhos bastante variados (de submilimétricos a milimétricos). Em algumas amostras a textura é parcialmente granofírica, com cristais de quartzo amebóides ou arredondados, intercrescidos em ortoclásio. Outra textura observada, com menor frequência, é a inequigranular xenomórfica, sempre associada à hipidiomórfica. Raras amostras apresentam textura localmente porfirítica, com fenocristais de ortoclásio pertítico e/ou mesopertítico.

Mineralogicamente são rochas compostas essencialmente por ortoclásio pertítico e/ou mesopertítico e quartzo (>85%) (Tab. 3, Fig. 8a), existindo ainda outros minerais de presença quase obrigatória nas amostras estudadas. O principal deles, sem dúvida, é a ferro-hastingsita, que normalmente ocorre com teores inferiores a 5%. Ocorrem ainda opacos, zircão, albita, allanita, fluorita, titanita, esfalerita, stilpnomelano (?), riebeckita, apatita e calcita, geralmente perfazendo menos que 5% do total da rocha. A tabela 4 apresenta as características petrográficas resumidas da unidade γA.

Em relação às outras unidades, esta foi a menos atingida por processos tardi a pós-magmáticos, somente sugeridos pela presença de pertitas do tipo "patch" (ou, raramente, "chessboard"), além de bordas albiticas ao redor de feldspato potássico (incluindo "swapped rims" - Amostra 29B) e inclusões de pequenos cristais de albita em feldspato potássico. Entretanto, estas feições não são abundantes; o tipo normal de pertita, por exemplo, é o de "strings", característico de exsolução original (Smith 1974).

FIGURA 6 - Placas polidas de amostra da unidade γA . A placa à direita foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo) (Amostra 4-A).

FIGURA 7 - Textura granular hipidiomórfica em "ferro-hastingsita" mesopertita granito deformado (γA). Ferro-hastingsita parcialmente alterada em biotita e mica verde clara (centro da foto). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 4-A).

TABELA 3 - Análises modais de amostras do Maciço Granítico Mandira.

[illegible]

(1) Análise modal efetuada pela DDC/SE0.

*GIA: (1) cassiterita = tr

(3) astrofili: 1.7

(2) for $\lambda_2 = 3.0$

(4) $\text{Zn}^{+2} = 15$

tr = trapsos

FIGURA 8 - Distribuição dos teores (valores em %) dos principais minerais das rochas do Granito Mandira, obtida a partir de análises modais.

TABELA 4 - Características petrográficas resumidas de amostras da unidade γA.

NÚMEROS	LOCALIZAÇÕES	PROVA	ANÁLISES	TEXTURAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA										
01-6544-3	I 60 I 20-25I	(S) I	I	I	(S) pr	I pr	I pr	I tr	I 10 I	I pr	I Granular hipídica e granofítica a porfir.	Mesopertita granito com ferro-hastingsita			
01-6547-3	I 75 I 20 I	(S) I	I	I pr	I pr	I pr	I pr	I	I	I pr	I Granular hipidionórfica	Mesopertita granito			
4	I 65 I 30 I	(S) I tr	I	I (S)	I tr	I	I	I	I tr	I	I tr	I Granular hipidionórfica	Mesopertita granito		
140	I 55-60 I 40-45I	S I	I	I	I	I tr	I tr	I	I	I	I tr	I tr	I Granular hipidionórfica	Biotita feldspato alcalino granito	
14C	I 60 I 35 I	S I	I	I	I tr	I tr	I tr	I	I	I	I tr	I tr	I Granular hipídica a porfírica	Biotita mesopertita granito	
14D	I 60 I 30 I	S I	I	I	I (S)	I tr	I (S)	I	I	I	I tr	I tr	I Granular hipidionórfica	Biotita mesopertita granito	
15A	I 64-65 I 35-40I	I	I	I	I (S)	I tr	I tr	I tr	I tr	I	I tr	I	I Granular hipídica a granofítica	Mesopertita granito com ferro-hastingsita (cataclástico)	
28B	I 75 I 20-25I	pr	I	I	I pr	I tr	I tr	I tr	I tr	I	I	I tr	I tr	I Granular hipídica a xenom., granofítica	Feldspato-alcalino granito c/ferro-hastingsita (cataclástico)
29E	I 75-80 I 15-20I	tr	I tr	I	I tr	I S	I tr	I tr	I tr	I	I	I	I tr	I Granular xenom., porfir. e granofítica	Ferro-hastingsita mesopertita microgranito
30C	I 75 I 20-25I	tr	I tr	I tr	I (S)	I tr	I tr	I tr	I	I	I tr	I tr	I	I Granular hipidionórfica	Mesopertita granito cataclástico com ferro-hastingsita
38B	I 70-75 I 25-30I	pr	I tr	I	I pr	I tr	I tr	I tr	I	I tr	I tr	I	I	I Granular hipidionórfica	Mesopertita granito cataclástico
39C	I 64-65 I 34-35I	pr	I	I	I pr	I tr	I tr	I tr	I	I tr	I tr	I tr	I	I Granular hipidionórfica	Mesopertita granito cataclástico
31D	I 75-80 I 20 I	tr	I	I	I (S)	I tr	I tr	I tr	I tr	I tr	I tr	I tr	I tr	I Granular hipidionórfica	Ortoclísio peritítico a mesopertita granito c/ferro-hastingsita
44-6545-3	I 80 I 5-10I	pr	I	I pr	I S-10I	I pr	I pr	I	I	I	I	I	I pr	I Inequigranular hipidionórfica	Ferro-hastingsita-ortoclísio quartzo sienito

tr = traços ($\Sigma 12$) pr = presentes amostras 04-0544-3, 04-0547-3 e 30, Σ pr 1 5%; amostra 04-0545-3, pr = 5%

Muito comum nesta unidade é o aspecto cataclástico, em graus variados. Nas amostras menos deformadas ocorrem raras vênulas, de espessura submilimétrica, preenchidas por quartzo e stilpnomelano (?) e/ou biotita verde a parda ou por mica verde clara. Nas amostras mais afetadas, as vênulas são abundantes e ocorrem cordões de quartzo (e raramente de mesopertita) em agregado granoblástico com forte extinção ondulante ou lamelar.

Estas rochas constituem granitos "hypersolvus", segundo a definição clássica de Tuttle & Bowen (1958), pois não apresentam dois feldspatos individualizados.

Segundo a classificação da IUGS (1973), localizam-se no campo 2, dos feldspato alcalino granitos; mais especificamente, são mesopertita granitos e ortoclásio granitos com ferro-hastingsita (Fig. 9b e c).

Foram encontrados alguns blocos fora da região do granito (Ponto 04-545-3-Anexo B) de ferro-hastingsita ortoclásio quartzo sienito.

2.2 Unidade YM

São os tipos mais abundantes, pois compõem o corpo principal e maior do Granito Mandira.

Apresentam geralmente cor cinza claro a médio, porém ocorrem raros tipos com coloração rósea, creme ou cinza escuro (Fig. 10). A estrutura é maciça, porém nas zonas afetadas por cataclase (principalmente ao longo do Rio Itapitanguí) a estrutura é suborientada a orientada. Predominam amplamente os tipos com granulação média a fina (de 0,9 a 4,5 mm, ficando a média em torno de 1,5 - 2,0 mm), mas há raras amostras com granulação média a grossa (de 4,0 a 6,0 mm).

Microscopicamente, se observa textura predominante inequigranular a granular hipidiomórfica (Fig. 11), caracterizada por cristais de mesopertita (e ortoclásio pertítico), subédricos, milimétricos e por vezes com bordas irregulares e/ou corroídas, e quartzo, em cristais subédricos a anédricos, arredondados a subarredondados, geralmente em agregados de vários grãos, com tamanhos bastante variados (de submilimétricos a milimétricos). Outras texturas observadas mais esporadicamente são a granular xenomórfica (onde até os

FIGURA 9 - Diagrama triangular QAP (IUGS 1973) a) classificação das séries de rochas graníticas adaptadas de Bowden et al. 1984; b) valores obtidos a partir de análise petrográfica modal em rochas do Granito Mandira; c) valores obtidos a partir de ensaio de coloração seletiva para feldspatos em rochas do Granito Mandira; d) mineralizações associadas às séries graníticas dos campos definidos na FIGURA 9a. (Lameyre et al. 1982).

FIGURA 10 - Placas polidas de amostra da unidade γM . A placa à direita foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo) (Amostra 1 F - II).

FIGURA 11 - Textura granular hipidiomórfica em riebeckita mesopertita granito (γM). Cristais subédricos de quartzo em agregados (lado esquerdo da foto). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 23-D).

cristais de mesopertita são anédricos) e a granofírica (Fig. 12), caracterizada pelo intercrescimento de cristais amebóides ou arredondados de quartzo, em feldspato potássico. Raras amostras apresentam textura porfírica.

Mineralogicamente são rochas compostas quase que exclusivamente (>90%) por mesopertita (e ortoclásio pertítico) e quartzo (Tab. 3, Fig. 8). No entanto, uma série de minerais varietais e acessórios estão quase sempre presentes. Entre eles destacam-se os metassilicatos de sódio, dos quais o mais comum é a riebeckita.

Minerais acessórios de presença constante são zircão, opacos (magnetita) e fluorita; em algumas amostras observa-se também a esfalerita, biotita, mica branca ou verde clara e stilpnomelano. As amostras mais afetadas por cataclase apresentam um leve enriquecimento em biotita verde a parda, geralmente com teores próximos a 5% do total da rocha. A allanita é rara, assim como genthelvita.

Minerais "secundários" observados são albita neoformada, calcita, leucoxênio e hidróxidos de ferro.

As características petrográficas resumidas das amostras da unidade YM encontram-se na tabela 5.

Em relação às feições de transformações tardi a pós-magnéticas, as rochas desta unidade se colocam em posição intermediária entre YM1 e YA. Encontram-se quase invariavelmente afetadas, em baixa intensidade, por albitização. Assim, são comuns feições como bordas albiticas entre feldspatos alcalinos (por vezes do tipo "swapped rims") e presença de pertitas tipo "patch" e "chessboard"; em raras amostras observam-se pertitas tipo "strings" (menos evoluídas). Localmente ocorrem também cristais individualizados de albita límpida. Estas feições são todas típicas do processo de albitização precoce; no entanto, em uma amostra (26A) foram observadas vênulas de albita, com espessura submilimétrica, sugerindo processo de albitização tardia.

Evidências de cataclase observadas frequentemente em amostras desta fácies são microfraturas inter a intragranulares, por vezes, preenchidas por quartzo granoblástico, formando cordões e microgranulações (Fig. 13). Localmente pode-se desenvolver textura milonítica e heterogranoblástica (nas rochas

TABELA 5 - Características petrográficas resumidas de amostras da unidade γM.

AMOSTRA	MINERAIS															TEXTURAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
	Qu	Or	Pl	Al	Bi	Ep	Ms	Gr	St	Il	Py	Sp	Cr	Fe	Ca		
A-3142	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica/granolítica	Mesopertita granito
A-3228	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica a alotriomórfica	Riebeckita mesopertita granito
44-4533-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica a porfirítica	Riebeckita mesopertita granito
C-5438	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica, localmente porfirítica	Biotita mesopertita granito
C-5452	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
C-5472	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito com riebeckita
44-4534-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
44-4597-38	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Inequigranular com matriz protocataclástica	Riebeckita mesopertita granito
44-4599-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Inequigranular a porfirítica com matriz protocataclástica	Riebeckita mesopertita granito
44-4629A-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica, localmente granolítica	Mesopertita granito
44-4630A-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Biotita mesopertita granito
44-4631A-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica, localmente granolítica	Mesopertita granito
44-4631B-3	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica e granolítica	Biotita mesopertita granito
C-8428	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica/granolítica	Biotita mesopertita granito
44-46117-7	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
5C	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito c/riebeckita
11A	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Porfirítica	Granito porfirítico
11B	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Porfirítica granolítica	Granito porfirítico
17A	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Riebeckita mesopertita granito
24B	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
24C	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
23C	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica a xenomórfica	Mesopertita granito com riebeckita
24D	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito com riebeckita
25D	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
26C	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Gran. hipidion. a xenom., local e granolítica	Mesopertita microgranito c/riebeckita
27A	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
27B	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Mesopertita granito
18	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica	Biotita mesopertita granito
17-11	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica cataclástica	Mesopertita granito cataclástico
19-C	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Granular hipidionórfica a xenomórfica	Biot. mesopertita granito cataclástico

tr = traços (Σ 1%) pr = presentes Amostras: 44-4534-3 e 44-631A-3, Σ pr = 5%; 44-4630A-3 e 44-631B-3, Σ pr = 5%.

afetadas por hidrotermalismo).

Da mesma forma que a unidade YA, a unidade YM também constitui granitos "hypersolvus", na acepção de Tuttle & Bowen 1958. Segundo a classificação proposta pela IUGS (1973), são mesopertita granitos com riebeckita (campo 2 do diagrama triangular QAP) (Fig. 9b e c).

Foram encontrados blocos de um mesopertita quartzo sienito (Ponto 04-629-3), semelhante ao granito, porém com teores mais baixos de quartzo.

2.3 Unidade YM1

Por constituírem preferencialmente as encaixantes das rochas mineralizadas, foram as mais estudadas nesta dissertação, tanto em amostras de superfície como em testemunhos de sondagem.

Exibem heterogeneidades texturais e composicionais perceptíveis a nível de afloramento, predominando os tipos 3A inequigranulares.

Apresentam cor rósea, cinza rosado ou cinza claro e estrutura maciça (Fig. 14), raramente suborientada.

Os termos porfiríticos muitas vezes "rapakivi" (Fig. 15) predominam nas porções mais externas dos corpos.

Nas amostras com textura porfirítica, os fenocristais (de 2 a 5mm) são geralmente mesopertita isolada ou aglomerada, com formas geralmente ovaladas, e apresentando ou não bordas de oligoclásio (por vezes albitizado), caracterizando a textura "rapakivi" (Fig. 16). Ao redor desta borda ainda pode ocorrer outra de mesopertita, com até 2mm de espessura. Os fenocristais de plagioclásio são menos abundantes e menores, apresentam hábito tabular e por vezes bordas submilimétricas de pertita ou mesopertita.

O quartzo também ocorre em fenocristais euédricos, geralmente bipiramidais, por vezes com bordas corroídas e normalmente em agregados de dois ou mais grãos. A textura da matriz é granular hipidiomórfica, com granulometria variando de 0,15 a 0,5 mm.

Nas rochas com textura inequigranular hipidiomórfica observa-se uma variação considerável no tamanho dos cristais. Geralmente, os de mesopertita são mais desenvolvidos (com até 1

0 0,55 mm

FIGURA 12 - Textura granofírica em mesopertita microgranito com riebeckita (YM). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 26-A).

0 1,75 mm

FIGURA 13 - Aspecto da textura cataclástica em mesopertita granito (YM). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 19-A).

FIGURA 14 - Placas polidas de amostra da unidade YM1. A placa à direita foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo) (Amostra 18-B).

FIGURA 15 - Placas polidas de amostra com textura porfirítica, localmente "rapakivi". A placa à direita foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo) (Amostra 3A-II).

cm) e os de quartzo e plagioclásio variam de submilimétricos a milimétricos. O quartzo, por vezes com hábito bipiramidal costuma ocorrer em agregados de vários grãos.

Nas amostras de mesopertita granito os cristais de plagioclásio, às vezes com bordas corroídas, normalmente são submilimétricos (bem menores que os de mesopertita) e ocorrem como inclusões na mesopertita e/ou intersticialmente. No granito 3A, o plagioclásio é encontrado na forma de cristais isolados, tabulares, bem desenvolvidos, ou alternativamente, como inclusões em mesopertita.

Outra textura observada, embora com menos frequência, é a granular hipidiomórfica, na qual os cristais de mesopertita e plagioclásio apresentam pequena variação granulométrica e os de quartzo são ligeiramente menores que os dos outros componentes.

Algumas amostras localmente apresentam textura granofírica, caracterizada por cristais de quartzo amebóides ou arredondados, intercrescidos em cristais de mesopertita.

Mineralogicamente as rochas da unidade YM1 são compostas principalmente de mesopertita e/ou feldspato potássico pertítico e quartzo (>70%). Plagioclásio (oligoclásio), por vezes albitizado, está quase sempre presente, chegando até 20-25% do total da rocha (Tab. 3, Fig. 8).

Minerais de presença quase constante são a biotita verde a parda (perfazendo até 10% do total da rocha), por vezes parcialmente alterada em turingita e/ou carbonato e/ou leucoxênio e/ou epídoto e/ou allanita; ou mica verde clara e branca e/ou carbonato e leucoxênio; ou sericita e carbonato e/ou opacos. Opacos, zircão, fluorita e allanita também ocorrem em proporções inferiores a 10%. Outros minerais observados com menor frequência são apatita e possivelmente stilpnomelano. Hornblenda e riebeckita foram descritas em apenas uma amostra (C-505-R).

Algumas amostras apresentam evidências de cataclase: microfraturas inter e intragranulares, por vezes preenchidas por quartzo granoblástico (formando cordões), carbonato e adulária. Normalmente as amostras afetadas por esforços tectônicos acham-se também alteradas hidrotermalmente.

A tabela 6 apresenta um resumo das análises petrográficas da unidade YM1.

Em relação às outras fácies graníticas esta foi a mais

TABELA 6 - Características petrográficas resumidas de amostras da unidade γM1.

AMOSTRA	MINERAIS	TEXTURAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
C-42-438	1 45 124-25124-251	5-101	Granular alotrioclástica/porfirítica rapakivi
3	35 124-25135-441	(5)	Porfirítica (em parte rapakivi)
34-II	144-45134-35124-251	5-101	Porfirítica (em parte rapakivi)
10-II	145-541 34 115-241	5	Granular hipidioclástica granofítica
21-I	44-45134-351 24	5	Granular hipidioclástica
21-5	60 125-341 5	5	Granular hipidioclástica
ESG-16A	45 125-341 24	5	Gran. hipidiocl. a xenocl. (local/e porfir.)
ESG-16F-(11)	225-34155-441 10 I	5	Inequigranular hipidioclástica
F1-9,82a	154-55124-25115-241	5 (5)	Granular hipidioclástica
F1-13,75a	164-651 34 I (5)	5	Granular hipidioclástica granofítica
F1-15,14a	144-45124-251 10 I	pr	Inequigranular hipidioclástica granofítica
F1-16,76a	1 64 124-25114-151	5	Inequigranular hipidioclástica granofítica
F1-28,14a	1 54 124-25115-241	5	Inequigranular hipidioclástica granofítica
F1-31,68a	155-54125-34114-151	5 (5)	Inequigranular hipidioclástica
F2-11,45a	164-651 24 114-151	pr	Inequigranular hipidioclástica
F2-24,93a	1 55 124-25124-251	pr	Granular hipidioclástica
F2-31,84a	164-65125-341 (5) I	5	Granular hipidioclástica
F2-32,44a	165-741 24 114-151	5	Inequigranular hipidioclástica
F2-37,84a	165-741 24 I 141	5 (5)	Inequigranular hipidioclástica
F2-53,22a	164-65115-24115-241	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F2-63,74a	1 65 115-24114-151	5	Inequigranular hipidioclástica
F2-65,24a	1 65 115-24114-151	5	Granular hipidioclástica
F2-69,67a	165-74125-341 (5) I	pr	Granular hipidioclástica
F2-69,84a	155-64125-34114-151	5	Granular hipidioclástica
F3-18,74a	1 65 115-24114-151	5	Granular hipidioclástica local/e granofítica
F3-24,22a	165-741 24 114-151	5	Inequigranular hipidioclástica granofítica
F3-27,85a	1 65 115-24114-151	5	Inequigranular hipidioclástica
F3-34,85a	1 65 115-24114-151	5	Inequigranular hipidioclástica
F3-34,35a	174-75115-241 5	5	Granular hipidioclástica
F3-43,24a	174 1 24 I (5) 5-101	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-49,74a	175 1 24 I (5) 5 I	5	Inequigran. hipidiocl. local/e granofítica
F3-53,44a	174-75124-251 (5) I	5	Inequigranular hipidioclástica granofítica
F3-55,44a	175-841 24 I (5) I	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-55,84a	1 64 125-341 (5) I	5	Inequigranular hipidioclástica
F3-64,64a	174 115-241 5-101	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-74,42a	174 115-241 14	tr	Inequigranular hipidioclástica
F3-74,35a	174 1 24 I 5	5	Inequigranular hipidioclástica
F3-77,15a	174-751 25 I I	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-77,74a	174 1 24 I 5	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-83,34a	175 1 24 I (5) 5	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-83,94a	185-941 14 I (5)	5	Inequigranular hipidioclástica/granofítica
F3-88,65a	175 1 24 I (5) I	5	Granofítica

Nota: tr = traços (Σ (12))

pr = presentes (Σ pr (52))

* amostras com textura cataclástica

atingida pelos processos tardi a pós-magmáticos. Feições indicativas de albitização foram encontradas em praticamente todas as amostras estudadas, porém em graus bastante variados, desde simples pertitas do tipo "patch" e "chessboard" acompanhadas por bordas albiticas em mesopertita, até a total substituição de mesopertita e plagioclásio por albita, quando então a rocha passa a ser um granito albitizado.

Além do processo de albitização, muitas amostras, principalmente aquelas localizadas no Alvo 8, foram afetadas por greisenização e metassomatismo potássico (adularização), além de outros processos hidrotermais de mais baixa temperatura.

Constituem predominantemente granitos "subsolvus" (e mais raramente "hypersolvus") segundo a definição clássica de Tuttle & Bowen (1958), pois geralmente apresentam tanto pertita como plagioclásio. Mais especificamente estariam no campo A dos granitos "subsolvus", por apresentarem mais do que 30% de albita em solução sólida.

Segundo a classificação da IUGS (1973) localizam-se no campo dos granitos 3A, e no campo 2 (feldspato alcalino granitos) (Fig. 9b e c).

0 0,55 mm

Figura 16 - Textura "rapakivi" em granito 3A porfirítico. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra MD-03).

3 Características Petrográficas das Rochas Resultantes de Alteração Tardi a Pós-magmática

Embora sejam distinguidas amostras afetadas por um único processo (greisenização ou albitização ou feldspatização potássica), a maior parte delas parece constituir produtos de etapas metassomáticas superimpostas, com a última frequentemente adulterando as feições das anteriores.

Com a intenção de traduzir de maneira fidedigna a natureza do litotipo procurou-se acrescentar ao nome da rocha (greisen, metassomatito quartzo-feldspático), o nome dos minerais principais e/ou importantes que a compõem, em ordem decrescente de abundância.

3.1 Rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico

São representadas principalmente pelos metassomatitos quartzo-feldspáticos.

Apresentam cor cinza escuro a cinza médio, estrutura maciça e granulação fina. Por vezes acham-se atravessadas por microfraturas preenchidas por carbonato (calcita) e mais raramente, vênulas de albita e/ou adulária.

Microscopicamente observa-se textura heterogranoblástica a blastogranular hipidiomórfica (Fig. 17), por vezes parcialmente milonítica.

A composição mineralógica pode variar bastante, porém o feldspato potássico (adulária ou microclínio) está sempre presente e geralmente é o constituinte mineral predominante. Quartzo, turingita (clorita rica em ferro), biotita verde a parda, mica branca (sericita ou mica litífera) e albita são outros minerais frequentes (Fig. 8). Stilpnomelano (?), carbonato, leucoxênio, granada, esfalerita, magnetita (Fig. 18), ilmenita, fluorita, apatita e zircão são acessórios comuns (Tab. 3). Cassiterita, fenacita (?) e genthelvita são acessórios raros.

O quartzo acha-se geralmente recristalizado em agregados granoblásticos interlobados (de 1 - 2 mm), raramente denunciando os limites originais de cristalização magmática. Comumente ocorrem em porfiroblastos policristalinos.

0 1,05 mm

FIGURA 17 - Textura heterogranoblástica em metassomático feldspático clorítico, observando-se microvênulas de carbonato. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 76,75 m).

0 1,75 mm

FIGURA 18 - Textura heterogranoblástica em metassomático quartzo-feldspático, destacando-se a presença de magnetita e esfalerita (em preto). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra C - 758 R).

O feldspato potássico, quase sempre turvo, provavelmente é adulária e ocorre em agregados de cristais euédricos (com até 2mm de tamanho) apresentando o característico hábito losangular ou naviculado. Associa-se geralmente a agregados de palhetas de turingita e/ou biotita verde a parda. Observam-se, por vezes, cristais de microclínio com a geminação albita-periclina em lamelas finas.

Algumas rochas acham-se extremamente enriquecidas em turingita. Nestas condições observam-se normalmente concentrações de sulfetos, esfalerita e subordinadamente galena e calcopirita, bem como uma densidade mais elevada de vênulas carbonáticas.

Em áreas originalmente feldspáticas encontram-se agora agregados granoblásticos finos de quartzo, turingita, adulária, granada e biotita.

Por vezes, parte do feldspato original ainda pode ser observada, em agregados finos e esponjosos, mas a maioria destas rochas metassomáticas não apresenta qualquer vestígio textural e/ou mineralógico da rocha original.

A tabela 7 apresenta as características petrográficas resumidas das rochas desta unidade.

3.2 Rochas afetadas predominantemente por greisenização

São representadas principalmente pelos greisens.

Apresentam, em geral, coloração cinza médio a escuro, (Fig. 5) granulação fina e, mais raramente, média. Sua estrutura é maciça, por vezes com fraturas.

Microscopicamente observa-se que a textura é invariavelmente heterogranoblástica (Fig. 19), caracterizada por cristais de tamanho bastante variado, de 0,09 a 5,0 mm. Os megacristas são principalmente de quartzo, subédrico a anédrico, com bordas corroídas e normalmente imersos em agregado sericítico-quartzoso fino, certamente produto de pseudomorfose de feldspatos, dos quais, por vezes, se observam restos frescos.

Embora predominem os greisens constituídos essencialmente de quartzo e mica branca (e/ou sericita) (Tab. 3), aqueles constituídos predominantemente por quartzo e biotita verde a parda também são comuns (Fig. 8).

A biotita geralmente encontra-se intercrescida com mica

TABELA 7 - Características petrográficas resumidas das rochas afetadas dominantemen
te por metassomatismo potássico.

[illegible]

tr = tragos pr = presentes

branca e por vezes acha-se parcialmente alterada em turingita. Feições observadas ao microscópio indicam que estes agregados tendem a substituir os agregados sericíticos. A biotita também pode estar associada a carbonato, em finos cristais. Em íntima associação com os agregados sericítico-quartzosos finos observam-se, com frequência, cristais límpidos de albita tabular, e, por vezes, também adulária (?) e biotita secundária.

O teor mais elevado de lítio contido em amostras de greisen, aliado aos dados da literatura especializada, indicam que a mica branca pode ser litinífera, possivelmente uma protolitionita.

Além dos minerais citados acima ocorrem outros de presença quase constante, porém geralmente com teores inferiores a 5%: esfalerita, zircão, fluorita, allanita e opacos (magnetita, ilmenita, galena, pirita e calcopirita). Eventualmente (na proporção de traços) ocorrem cassiterita, carbonatos de terras raras, titanita parcialmente leucoxenizada, óxido de titânio rico em terras raras (?) e fenacita (?). Acidentalmente granada pode ocorrer em proporções de até 5%.

Um mineral importante, porém encontrado somente nos greisens do Alvo 13 (localizados na Serra do Arrepiado) é o topázio. Aqui aparece em cristais minúsculos intersticiais, ocasionalmente em concentrações que atingem até 65% do total da rocha, formando um substrato, onde se acham emersos quartzo e sericita ou mica verde clara (Fig. 20).

São comuns vênulas de espessura submilimétrica de adulária (+ quartzo) ou, mais raramente, de albita cortando os greisens. Podem ocorrer também microvênulas de carbonato.

Nas amostras de greisens as disseminações de sulfetos são comuns, registrando-se com frequência concentrações elevadas.

Algumas amostras são constituídas quase que exclusivamente de quartzo (cerca de 90%). Estas rochas foram consideradas em IPT (1981) como quartzitos secundários. No entanto, um estudo mais detalhado revelou que se trata de concentrações de cristais de quartzo metassomático, sendo mais coerente, portanto, considerá-los quartzo greisens, com pequeno teor de mica branca, esfalerita, turingita e biotita verde a parda, além de zircão e opacos. Localmente podem apresentar concentrações de sulfetos de Cu, Pb e Zn.

As características petrográficas resumidas dos greisens

0 1,75 mm

FIGURA 19 - Textura heterogranoblástica em sericita-quartzo greisen. Cristais de quartzo imersos em matriz sericítico-quartzosa. À esquerda, agregado de esfalerita, clorita e biotita. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 57,20 m).

0 1,05 mm

FIGURA 20 - Textura heterogranoblástica, com matriz formada por cristais de topázio (+quartzo) em topázio greisen. À esquerda (tom amarelo) agregado de mica verde clara. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra C-763R).

encontram-se na tabela 8 e os resultados dos análises modais, na tabela 3.

3.3 Rochas afetadas predominantemente por metassomatismo sódico

São representadas principalmente pelos granitos albitizados.

Apresentam cor branca ou cinza claro a escuro, estrutura maciça por vezes com fratura e granulometria fina a média (Fig. 21).

Foram estudadas várias amostras, observando-se que a textura original do granito (inequigranular ou equigranular hipidiomórfica - Fig. 22) é pouco modificada. A albita (An <5%) é o único feldspato presente, tendo substituído o plagioclásio e a mesoperitita, esta na forma de albita "chessboard", característica do processo de metassomatismo sódico (Fig. 8).

Além de biotita, ocorrem turingita, sericita, fluorita, zircão, opacos, allanita, carbonato e hidróxidos de ferro.

Algumas amostras apresentam nítidas evidências de dessilicificação, ou seja, uma redução acentuada no teor de quartzo com a intensificação da albitização, podendo o quartzo chegar a valores de 10% do total da rocha, contra os 20-30% dos granitos inalterados.

As características petrográficas resumidas dos granitos albitizados encontram-se na tabela 9 e resultados de análises modais, na tabela 3.

55

AMOSTRA	QUANTIDADE	TEXTURAS	CLASSIFICACAO PETROGRAFICA	Obs.		
ESC-16-X	94	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica	Clorita-quartzo greisen
C-754-2	64	tr	115-201	tr	Granoblástica	Esfalerita-sericita-quartzo greisen c/tonázio
44-4443-7	94	tr	115-201	tr	Granoblástica interlobada	Clorita-quartzo greisen com veio de quartzo
44-4443-7	94	tr	115-201	tr	Heterogranoblástica	Clorita-quartzo greisen
ESC-16-B	94	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica granular hipidomórfica	Granito gresenizado
ESC-16-E	144-451	tr	115-201	tr	Heterogranoblástica	Quartzo-sericita greisen
ESC-16-FII(31)	65	tr	115-201	tr	Granular hipidomórfica/heterogranoblástica	Albita-biotita quartzo greisen
ESC-16-FII(51)	65	tr	115-201	tr	Heterogranoblástica	Albita-albita quartzo greisen
C-542-2	154-551	tr	145-501	tr	Heterogranoblástica	Rica greisen
C-743-1-7	125-301	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica	Tonázio greisen
C-749-1-7	145	tr	25	tr	Heterogranoblástica	Tonázio-sericita-quartzo greisen
C-774-1-7	94	tr	5	tr	Granoblástica interlobada	Quartzo greisen
C-248-2	94	tr	5-101	tr	Granular xenomórfica	Magnetita-esfalerita-quartzo greisen
A-347-4	85	tr	5-101	tr	Granular xenomórfica	Quartzo greisen
A-348-2	184-651	tr	5-101	tr	Granular xenomórfica	Quartzo greisen
13-A	54	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Quartzo greisen
13-B	184-651	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Quartzo greisen
44-4123-7	194-951	tr	5	tr	Granoblástica	Clorita-quartzo greisen
44-4123-7	134-441	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Clorita-quartzo-sericita greisen
44-4125-7	184-851	tr	5-101	tr	Granoblástica	Clorita-quartzo greisen
F1-13,35a	154-551	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Sericita-quartzo greisen com esfalerita
F1-13,35a	54	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Sericita-quartzo greisen
F1-19,35a	145-541	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica	Biotita-sericita-quartzo greisen
F1-21,35a	54	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Granito gresenizado
F1-23,40a	25	tr	125-301	tr	Heterogranoblástica	Tungstila-sericita-quartzo greisen com esfal.
F1-25,40a	24	tr	54	tr	Decussata (?)	Esfalerita-quartzo-sericita-tungstila greisen
F1-27,15a	45	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Sericita-quartzo greisen com esfalerita
F3-30,20a	125-301	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica	Granito gresenizado
F3-30,20a	125-301	tr	5-101	tr	Heterogranoblástica	Granito gresenizado
F3-39,20a	24	tr	114-151	tr	Heterogranoblástica	Granito gresenizado
F3-39,20a	54	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Granito gresenizado
F3-61,40a	10	tr	5	tr	Heterogranoblástica	Esfalerita-galenita-clorita greisen
tr = traços (Σ 12) pr = presentes op = opacos at = magnetita ga = galena

FIGURA 21 - Placas polidas de amostra de granito albitizado. A placa à direita foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico (amarelo) (Amostra 6).

FIGURA 22 - Textura inequigranular hipidiomórfica modificada em granito 3A albitizado. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra ESC-15).

TABELA 9 - Características petrográficas resumidas das rochas afetadas predominantemente por metassomatismo sódico.

AMOSTRA	MINERAIS										TEXTURAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	OBS.				
	FELDSPAR ALCALINO	QUARTZO	BIOTITA	ALUSITA	CLORITA	FLUIDA	ZIRCON	OPACOS	APATITA	ESFALERITA				CARBONATO	CAOLIN	MAIOLITA	LEUCOXENO
C-691-R	I	I 14 I	(S) I	80 I	I	I tr I	tr I	I	(S) I	I	I 5 I	I	I	I	Heterogranoblástica	I Granito albitizado	I
C-817-R	I 50 I	I 14 I	I 10 I	I 29 I	I	I tr I	I 5-10 I	I	I	I	I (S) I	(S) I	I	I	Granular hipidiomórfica	I Biotita granito albitizado	I
44-4324-B	I 45 I	I 25 I	I 104-351	I 5 I	I	I I	I 5 I	I (S) I	I	I	I I	I I	I 25 I	Heterogranoblástica	I Granito albitizado e parcial/e greisenizado	I Granada (S)	
F3-52,09a	I	I 125-241	I 70 I	I	I	I tr I	tr I	I tr I	pr I	I	I I	I I	I pr I	Granular hipidiomórfica/granolítica	I Granito albitizado	I Σ pr (S)	
F3-67,03a	I	I 14 I	I 10 I	I 45 I	I 34 I	I tr I	tr I	tr I	(S) I	(S) I	tr I	I I	I I	Granular hipidiomórfica modificada	I Biotita granito albitizado e greisenizado	I	
F3-67,05a	I	I 115-241	I 10 I	I 70 I	I 5 I	tr I	tr I	tr I	I tr I	(S) I	tr I	I I	I I	Inequigranular hipidiomórfica	I Biotita granito albitizado	I	
F3-69,95a	I	I 15 I	I 155-641	I	pr I	pr I	pr I	I tr I	I 5 I	I I	I I	I I	I tr I	Inequigranular hipidiomórfica	I Granito albitizado	I Σ pr (S)	
tr = traços ((1%))																	

CAPÍTULO 5

MINERALOGIA

1 Quartzo

Nas rochas graníticas com textura equigranular ou inequigranular hipidiomórfica ocorre sob a forma de agregados de cristais subédricos a anédricos, subarredondados a arredondados, por vezes com hábito piramidal e com tamanhos bastante variados (submilimétricos a milimétricos) (Fig. 23).

Nas rochas graníticas inequigranulares a porfiríticas (principalmente na unidade $\gamma M1$), é encontrado sob a forma de fenocristais euédricos, geralmente bipiramidais, por vezes com bordas corroídas e normalmente em agregados de dois ou mais grãos.

Nos metassomatitos quartzo-feldspáticos geralmente acha-se recristalizado em agregados granoblásticos interlobados (de 1 a 2mm), raramente mostrando os limites dos cristais ígneos originais. Comumente aparecem porfiroclastos (de quartzo β) policristalinos.

Nos greisens é observado sob a forma de megacristais, subédricos a anédricos, com bordas corroídas.

0 0,55 mm

Figura 23 - Agregados de cristais de quartzo subarredondados, localmente com hábito bipiramidal. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3-30, 85m).

2 Feldspatos alcalinos

Consideram-se feldspatos alcalinos os feldspatos potássicos e a albita com teor de anortita inferior a 5%.

2.1 Ortoclásio pertítico a mesopertita

É o feldspato potássico encontrado em todas as unidades graníticas do Maciço. Ocorre sob a forma de cristais subédricos, milimétricos, aparentemente com as bordas irregulares ou corroídas. Raramente se observam cristais anédricos.

Nas rochas com textura porfirítica costuma ocorrer como fenocristal. Na unidade YM1 pode atingir 2 a 5mm, em cristais isolados ou em glomérulos, com formas geralmente ovaladas, por vezes apresentando bordas de oligoclásio, caracterizando a textura "rapakivi". Ao redor desta borda ainda pode ocorrer outra de mesopertita.

O tipo de pertita varia bastante de uma unidade para outra e mesmo dentro de uma mesma unidade, dependendo da intensidade do processo de albitização. Assim, nos granitos da unidade YA as pertitas são predominantemente de exsolução (Smith 1974), com a forma de cordões e cordonetes ("strings" e "stringlets") (Fig. 24). Nos granitos da unidade YM as pertitas predominantes apresentam-se sob a forma de manchas ("patch") (Fig. 25), mas por vezes formam cordões ou, no outro extremo, textura em tabuleiro de xadrez ("chessboard"); nesse caso (encontrado principalmente nos granitos YM1 do Alvo 8) o feldspato potássico é intensamente substituído por albita.

2.2 Albita

É o constituinte mineral das pertitas, sempre presente nos cristais de feldspato potássico em quantidades variadas.

Quando a albita substitui o plagioclásio, ocorre uma verdadeira pseudomorfose (Fig. 26). Já no caso da substituição do feldspato potássico pertítico, a textura resultante é sempre a "chessboard" (Fig. 27). Nestes sentido é ilustrativo o exemplo fornecido pelas amostras F-03-58,30m e F-03-62,60m (Fig. 83).

Nos granitos albitizados, ocorre também sob a forma de pequeníssimos prismas, (<0,05mm) límpidos e intersticiais, com

FIGURA 24 - Cristal de mesopertita exibindo perti-
tas tipo cordões e cordonetes ("strings" e "stringlets").
Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 4-A).

FIGURA 25 - Cristal de mesopertita exibindo perti-
tas tipo manchas "patch". Fotomicrografia em nicóis
cruzados (Amostra 19-A).

FIGURA 26 - Cristais tabulares de plagioclásio albitizado. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra ESC-15).

FIGURA 27 - Aspecto da textura em tabuleiro de xadrez ("chessboard") característico de albita formada a partir de feldspato potássio peritítico. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 58,30 m).

nítido aspecto neoformado, ou ainda nas bordas dos cristais de mesopertita, como "albite rims" ou "swapped rims" (Fig. 28).

É encontrada ainda preenchendo vênulas de espessura submilimétrica a milimétrica, cortando granitos albitizados e greisens.

2.3 Adulária e microclínio

Ocorrem geralmente nos metassomatitos quartzo-feldspáticos, constituindo seus minerais principais, normalmente em cristais submilimétricos.

A adulária apresenta aspecto normalmente turvo, geminação setorial e extinção trêmula, ocorre em agregados de cristais euédricos (com até 2 mm de tamanho), com hábito losangular ou naviculado (Fig. 29). É encontrada ainda em vênulas de espessura submilimétrica, associada a quartzo, cortando greisens.

A identificação da adulária se baseou principalmente na forma de ocorrência, aspecto microscópico (hábito e turbidez) e complexidade de geminação.

Microclínio foi observado em alguns metassomatitos quartzo-feldspáticos e greisens, sob a forma de grãos anédricos, intersticiais, límpidos, com a geminação em grade característica, porém nem sempre nítida.

3 Plagioclásio

Ocorre somente nos granitos da unidade YM1, em cristais euédricos a subédricos, com hábito tabular. Nas rochas porfiríticas pode ocorrer na matriz ou como fenocristais submilimétricos a milimétricos. Em algumas amostras pouco afetadas por albitização verificou-se (por medidas de ângulos de extinção simétrica em corte $\perp 010$) que o plagioclásio é um oligoclásio sódico. Entretanto, na maioria das amostras acha-se substituído por albita. Nas rochas com textura rapakivi ocorre bordejando os fenocristais de mesopertita.

Cristais de plagioclásio frequentemente acham-se pontilhados por finas lamelas de sericita.

0 0,14 mm

FIGURA 28 - Formação de borda albítica do tipo "swapped rims" entre dois cristais de mesopertita. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 23-D).

0 0,21 mm

FIGURA 29 - Cristais de adulária com aspecto turvo, geminação setorial, extinção trêmula e hábito naviculado característico. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 76,75 m).

4 Anfibólios

4.1 Riebeckita

É um mineral varietal importante na unidade YM, comprovando o caráter peralcalino deste granito. Os cristais variam de 0,2 a quase 4 mm, com tamanho médio em torno de 2 mm, geralmente são subédricos, com hábito prismático e pontas corroídas. Pode ocorrer ainda sob a forma de acículas, por vezes formando agregados asbestiformes associados a biotita. Localmente os cristais exibem formas anédricas e arredondadas (principalmente os menores).

No contato com quartzo seu contorno é geralmente denteado.

É comum o intercrescimento com biotita, na qual pode também estar incluso. Inclusões de opacos (magnetita) são frequentes (Fig. 30).

Algumas feições de alteração são observadas neste anfibólio. Na amostra 26A, por exemplo, os cristais prismáticos de riebeckita, em agregados, exibem inclusões de quartzo, opacos (+ hidróxidos de ferro) e carbonato (calcita?), orientados segundo os traços de clivagem do anfibólio. A riebeckita ainda pode se associar de maneira substitutiva com mesopertita e opacos. Nesta amostra, os processos de albitização são intensos, sendo portanto possível que a alteração da riebeckita se relacione de algum modo ao metassomatismo sódico.

Outra alteração comum da riebeckita é em biotita verde a parda e opacos.

Nas amostras mais intemperizadas a riebeckita acha-se parcialmente alterada em argilo-minerais e hidróxidos de ferro.

Foram obtidas análises químicas por microsonda eletrônica de alguns cristais de riebeckita (Tab. 10), complementando dados ópticos de cristais de riebeckita das mesmas amostras, observando-se uma boa concordância com os dados apresentados na literatura (Deer et al. 1963, Tröger 1979): X: azul escuro, Y ou Z: verde amarelado claro, Z ou Y: azul escuro; $N_x=1,703$, $N_z=1,712$. A forte absorção impediu a determinação de 2V e orientação óptica, mas os índices de refração (aproximados em $\pm 0,003$) indicam tratar-se de riebeckita altamente férrica, como o comprovam as análises químicas.

4.2 Ferro-hastingsita

Trata-se de anfibólio de ocorrência restrita e característica dos granitos da unidade γA .

Forma-se geralmente em agregados de vários cristais subédricos a euédricos, com hábito prismático curto (variando de 0,1 a 2,3mm), ou mais raramente acicular. Localmente é encontrada em grãos anédricos. Por vezes apresenta bordas corroídas.

Biotita e opacos são associações comuns e titanita pode ocorrer como inclusão.

Seus produtos de alteração mais comuns são: biotita verde a parda, mica verde clara, + leucoxênio, + hidróxidos de ferro, + opacos e + clorita (Fig. 7).

Estudos ópticos identificaram dois tipos de ferro-hastingsita, com orientações ópticas distintas e ocorrendo juntas em várias amostras (15-A, 4-A, 30-C). Seus dados ópticos podem ser assim sumarizados:

	Ferro-hastingsita normal	Ferro-hastingsita anômala
	$Y = b$	$Z = b$
Y_c	15	15
N_x	1,695 (pardo claro)	1,710? (verde claro ?)
N_y	(verde)	(verde-azul escuro)
N_z	1,715 (verde escuro)	1,720 (verde)
$2V(x)$	30-60	0-30
$N_z - N_x$	0,020	0,010

Há média dispersão de $2V$ e bissetriz. A variedade anômala não se encontra completamente caracterizada nos textos disponíveis, mas sua orientação óptica corresponde a um dos tipos de Fe-hastingsita descritos por Heinrich (1965).

A tabela 11 apresenta as análises químicas efetuadas por microsonda eletrônica em cristais de ferro-hastingsita, observando-se uma boa coerência com os dados apresentados por Deer et al. (1963).

5 Astrofilita

É um mineral bastante raro e só encontrado nos granitos da unidade γM . Apresenta hábito alongado, tamanho submilimétrico a milimétrico e ocorre em agregados, por vezes associados a riebeckita e zircão (Fig. 31).

Caracteriza-se por forte pleocroísmo; X: amarelo ouro escuro, Y: cor de laranja, Z: amarelo limão com $N_y=1,719$ e $N_z=1,738$

TABELA 10 - Análises químicas pontuais obtidas em cristais de riebeckita.

OXIDOS			No. DE IONS NA BASE 24 (O, Oh, F, Cl)				
I Amostras: 04-591-3 04-597-A I			I Amostras: 04-591-3 04-597-A I				
I SiO ₂	49.95	50.63 I	I Si	8.1926	8.1926	8.1349	8.1349 I
I TiO ₂	0.08	0.31 I	I				I
I Al ₂ O ₃	1.32	1.58 I	I Al	0.2553		0.2991	I
I Fe ₂ O ₃ +FeO	34.90	34.48 I	I Ti	0.0095		0.0375	I
I MnO	0.58	0.43 I	I Fe tot.	4.7873	5.1323	4.6332	5.0349 I
I MgO	0.00	0.03 I	I Mg	0.0000		0.0064	I
I CaO	0.00	0.33 I	I Mn	0.0802		0.0587	I
I Na ₂ O	7.77	8.46 I	I				I
I K ₂ O	1.04	1.11 I	I Na	2.4700		2.6351	I
I BaO	0.02	0.24 I	I Ca	0.0000		0.0571	I
I SrO	0.00	0.05 I	I K	0.2180	2.6894	0.2269	2.9394 I
I F	1.46	1.48 I	I Sr	0.0014		0.0152	I
I Cl	0.00	0.00 I	I Ba	0.0000		0.0051	I
I H ₂ O	1.13	1.17 I	I				I
I		I	I F	0.7594		0.7511	I
I F=O	-0.62	-0.67 I	I Cl	0.0000	2.0000	0.0006	2.0000 I
I Cl=O		I	I Oh	1.2406		1.2439	I
I		I					
I TOTAL	97.64	99.64 I					

TABELA 11 - Análises químicas obtidas a partir de dois pontos em cristal de ferro-hastingsita (Amostra 15-A).

OXIDOS			No. DE IONS NA BASE 24 (O, Oh, F, Cl)				
I Ponto 1 Ponto 2 I			I				
I SiO ₂	47.56	46.86 I	I Si	7.5172		7.5226	I
I TiO ₂	1.71	1.58 I	I		8.000		8.000 I
I Al ₂ O ₃	2.97	3.01 I	I Al	0.4828		0.4774	I
I Fe ₂ O ₃ +FeO	35.61	34.85 I	I				I
I MnO	0.53	0.66 I	I Al	0.0709		0.0913	I
I MgO	0.36	0.42 I	I Ti	0.2030		0.1905	I
I CaO	7.78	7.88 I	I Fe tot.	4.7073	5.1365	4.6788	5.1504 I
I Na ₂ O	2.98	2.55 I	I Mg	0.0848		0.1004	I
I K ₂ O	0.91	0.97 I	I Mn	0.0705		0.0894	I
I BaO	0.00	0.00 I	I				I
I SrO	0.00	0.00 I	I Na	0.9142		0.7950	I
I F	0.00	0.16 I	I Ca	1.3180		1.3558	I
I Cl	0.06	0.04 I	I K	0.1829	2.2322	0.1978	2.3486 I
I H ₂ O	1.88	1.78 I	I Ba	0.0000		0.0000	I
I		I	I Sr	0.0000		0.0000	I
I F=O		-0.07 I	I				I
I Cl=O	-0.01	-0.01 I	I F	0.0000		0.0797	I
I		I	I Cl	0.0150	2.0000	0.0114	2.0000 I
I TOTAL	102.33	100.69 I	I Oh	1.9850		1.9089	I

0 0,14 mm

FIGURA 30 - Agregado de cristais de riebeckita (verde a castanho) com inclusões de magnetita (preto). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 26A).

0 0,55 mm

FIGURA 31 - Agregados de cristais tabulares de as-trofilita (1) em cortes transversais, associados a riebeckita (2) e zircão (3). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra 04/533-3).

(amostra 04/0581-3). Medidas de 2V com platina universal forneceram para a mesma amostra $2v = 84-90^\circ$, $v > r$, e orientação óptica como a informada por Tröger (1979), isto é, Y e Z paralelos à ótima clivagem 100, mas com aparecimento de fibrosidade ou partição paralelamente ao plano dos eixos ópticos.

Suas bordas são normalmente corroídas e contornadas por hidróxidos de ferro.

A tabela 12 apresenta a análise química efetuada por microsonda eletrônica em grãos de astrofilita da amostra 04-0581-3.

TABELA 12 - Análises químicas obtidas a partir de dois pontos em cristal de astrofilita (Amostra 04-581-3).

+-----+				+-----+			
I ÓXIDOS		Ponto 1	Ponto 2	I		I No. DE IONS NA BASE 46 (O, OH, F, Cl)	
I-----I				I-----I		I-----I	
I SiO ₂		34.62	34.34	I Si	15.7675	15.4144	I
I TiO ₂		8.66	9.81	I	16.1113	15.7323	I
I Al ₂ O ₃		0.64	0.60	I Al	0.3436	0.3179	I
I Fe ₂ O ₃ +FeO		34.27	35.29	I			I
I MnO		2.09	1.60	I K	3.2976	3.2494	I
I MgO		0.00	0.00	I Na	2.8912	2.8953	I
I CaO		0.06	0.06	I Ca	0.0307	6.2546	0.0310
I Na ₂ O		3.27	3.33	I Ba	0.0351	0.1113	I
I K ₂ O		5.68	5.67	I Sr	0.0000	0.0000	I
I BaO		0.20	0.63	I			I
I SrO		0.00	0.00	I Fe	13.0520	13.2464	I
I F		1.39	2.20	I Mn	0.8059	13.8579	0.6097
I Cl		0.01	0.00	I Mg	0.0000	0.0000	I
I H ₂ O		3.95	3.63	I			I
I				I Ti	2.9656	2.9656	3.3119
I F=O		-0.59	-0.93	I			I
I Cl=O				I F	2.0036	3.1246	I
I				I Cl	0.0100	14.0000	0.0000
I TOTAL		94.25	96.25	I OH	11.9864	10.8754	I
+-----+				+-----+			

6 Micas

6.1 Biotita

É um mineral encontrado em todas as unidades graníticas e também nas rochas afetadas por processos de alteração tardi a pós-magmáticos.

Em amostras da unidade YA observam-se cristais de biotita que diferem pela cor: parda a verde e parda, não sendo clara a relação de idade entre elas. De um modo geral os cristais são mal-formados e corroídos; variam de 0,2 a 2,5mm. A biotita parda a verde geralmente ocorre em lamelas menores (<0,5mm em média), compondo agregados freqüentemente associados a opacos e ferro-hastingsita. São comuns inclusões de zircão.

Na unidade YM as biotitas são menores (0,2-0,4mm) e melhor cristalizadas. Apresentam-se em agregados de plaquetas, juntamente com opacos. Na região do Alvo 13 ocorrem biotitas verdes e pardas (com $Nz \sim Ny = 1,670$ - amostra 1-F-II) muitas vezes associadas. As lamelas variam de 0,4 a 4,0mm. Inclusões de zircão são comuns e provocam halos pleocróicos.

As biotitas da unidade YM1 se encontram geralmente total ou parcialmente alteradas. A biotita parda a verde pode se alterar em clorita (Fig. 32) e/ou carbonato e/ou leucoxênio e/ou epidoto e/ou allanita, ou ainda em mica verde clara a branca e/ou carbonato e leucoxênio (Fig. 33). Outra alteração da biotita resulta num agregado de sericita e carbonato (+ opacos). A biotita verde é comum nos granitos, com as seguintes características ópticas: $2V(x) = 0-20^\circ (v > r)$, $Nz \sim Nx = 1,675$, (amostra 16-B) e até 1,680 (amostra MD-03), valores estes compatíveis com lepidomelana ou anita. Ocorre ainda biotita parda com $Nz \sim Ny = 1,675$ (amostra 21-B) ou $Nz \sim Ny = 1,685$ (amostra MD-03).

Nas rochas resultantes de processos de alteração tardi a pós-magmáticos, a biotita verde em agregados de cristais submilimétricos a milimétricos é mais abundante; e a parda quase não aparece.

6.2 Stilpnomelano

A ocorrência deste mineral é similar em todas as unidades. Nos granitos YA é um pouco mais abundante, porém mesmo assim nunca ultrapassa 2-3% do total da rocha. Os cristais apresentam hábito acicular e variam de 0,003 a 0,4mm; ocorre normalmente em agregados radiais (Fig. 34). O stilpnomelano associa-se a biotita, ocorrendo entre os cristais de feldspato ou quartzo.

Nas rochas alteradas por processos tardi a pós-magmáticos (principalmente nos metassomatitos quartzo-feldspáticos) o stilpnomelano pode estar substituído por carbonato (calcita).

6.3 Sericita e/ou mica branca e/ou mica verde clara

São minerais importantes dos greisens, onde ocorrem em agregados de finas palhetas substituindo, por vezes completamente, os feldspatos.

FIGURA 32 - Cristal de biotita parcialmente alterado em clorita. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 18,70 m).

FIGURA 33 - Pseudomorfo de biotita (centro da foto) constituído por agregado de mica verde clara a branca, carbonato e leucoxênio. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 27,85 m).

Nos granitos de $\gamma M1$ a sericita ocorre por vezes salpicando cristais de plagioclásio.

Mica verde clara a branca é um dos produtos mais comuns de alteração de biotita.

O teor de lítio um pouco mais elevado nos greisens, bem como dados da literatura especializada, indicam que a mica branca ou verde clara pode ser litínifera (como por exemplo, protolitionita).

7. Clorita (Turingita)

Ocorre em pequenas proporções (como mineral de alteração de biotita) em quase todas as unidades. Entre os granitos, é mais abundante nas rochas de $\gamma M1$, ocorrendo em agregados de palhetas, configurando formas arredondadas, normalmente associada a biotita e opacos. Os cristais variam de 0,2 a 0,8mm.

Nos greisens e metassomatitos quartzo-feldspáticos costuma formar agregados de cristais com até 2mm de tamanho, disseminados e distribuídos homogeneamente pelas rochas. É nas rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico que a clorita tem sua maior relevância (Fig. 35). Apresenta-se em agregados arredondados, ou radiais, por vezes configurando leques ("chlorite stacks").

Suas características ópticas principais são as seguintes: caráter óptico 2V(-) 0° , $N_z = 1,678 (\pm 0,003)$, $N_x = 1,665 (\pm 0,003)$, $N_z - N_x = 0,013 (\pm 0,003)$, com pleocroísmo de X: amarelo esverdeado, Z: verde escuro. Opticamente encaixa-se bem (segundo Tröger 1979) no grupo das leptocloritas:

Delessita-Chamosita 14A-Turingita

Nas tabelas de Fleischer et al. (1984) encontram-se numerosas entradas para chamosita com índices maiores (w ou N_z) variando entre 1,637 até um máximo de 1,685 aparentemente em função direta de seu teor de Fe. A entrada em $N_z = 1,667$ (pouco inferior a de Mandira) corresponde a uma chamosita com 26,2% FeO e 18,8% de Fe_2O_3 , valores muito próximos aos obtidos na amostra F1-26,70m analisada quimicamente.

0 0,14 mm

FIGURA 34 - Agregados aciculares de stilpnomelano em substrato quartzo-feldspático. Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 77,78 m).

0 0,14 mm

FIGURA 35 - Agregado formado por lamelas de turingita (verde) e cristais de granada (pardo). Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra C-812R).

Nesta pesquisa preferiu-se adotar a denominação utilizada por Tröger (1979) ou seja, turingita.

A tabela 13 apresenta análises químicas efetuadas por microsonda eletrônica em algumas lamelas de turingita.

TABELA 13 - Análises químicas obtidas a partir de dois pontos em cristal de turingita (Amostra F1-26,70m).

+-----+			+-----+		
I ÓXIDOS	Ponto 1	Ponto 2 I	I No. DE IONS NA BASE 28 (O, OH, F, Cl)		
+-----+			+-----+		
I SiO2	22.56	22.62 I	I Si	5.1293	5.2015 I
I TiO2	0.06	0.00 I	I	8.0000	8.0000 I
I Al2O3	22.27	21.95 I	I Al	2.8707	2.7985 I
I Fe2O3+FeO	43.31	42.98 I	I		
I MnO	0.99	1.21 I	I Al	3.0975	3.1505 I
I MgO	0.52	0.43 I	I Ti	0.0103	0.0000 I
I CaO	0.03	0.01 I	I Fe tot.	8.3316	8.2668 I
I Na2O	0.04	0.04 I	I Mn	0.1905	0.2354 I
I K2O	0.03	0.07 I	I Mg	0.1776	11.8395 0.1483 11.8430 I
I BaO	0.55	0.00 I	I Ca	0.0068	0.0034 I
I SrO	0.00	0.00 I	I Na	0.0166	0.0192 I
I F	0.14	0.02 I	I K	0.0098	0.0194 I
I Cl	0.00	0.00 I	I Ba	0.0474	0.0000 I
I H2O	10.48	10.42 I	I Sr	0.0000	0.0000 I
I		I	I		I
I F=O	-0.06	-0.01 I	I F	0.1000	0.0124 I
I Cl=O		I	I Cl	0.0000	16.0000 0.0000 16.0000 I
I		I	I OH	15.9000	15.9876 I
I TOTAL	101.42	99.74 I	+-----+		
+-----+			+-----+		

8 Zircão

É um acessório comum, encontrado em todas as unidades graníticas. Ocorre em cristais submilimétricos a milimétricos. Os menores são euédricos (Fig. 31); mas a maioria é anédrica. São observados cristais isolados ou inclusos em biotita, onde muitas vezes provocam halos pleocróicos.

Estudos efetuados em minerais pesados não magnéticos e não atraídos ao eletro-ímã a 1,0A em várias amostras (20-F, 20-D, 04-0581-3, 04-0597-A, 16-B, 21-B, 15-A, 4-A, 30-C, 1F-11, C-808-R, MD-03) revelaram que a maioria é formada por grãos turvos, sendo alguns metamórficos, informes e quebrados. Em alguns grãos transparentes, prismáticos e completos foi possível observar as faces (100) e (101), por vezes com a face (110) possivelmente existente, porém muito fina (quase estria), na simbologia de

Pupin & Turco 1972, apud Pupin 1980.

Com o objetivo de detectar possíveis diferenças químicas entre cristais idiomórficos e xenomórficos de zircão, em IPT (1986b) foram efetuadas análises por dispersão de energia, observando-se como única diferença a presença de teores muito baixos de ferro no zircão xenomórfico.

O estudo da tipologia do zircão (Pupin & Turco 1972, apud Pupin 1980) em rochas graníticas é um método auxiliar na caracterização petrogenética de maciços. O método propõe, através da observação das principais faces piramidais (101, 211 e 301) e prismáticas (100) e (110) a identificação do tipo do cristal (Fig. 36), que é então lançado no diagrama I.A e I.T (Fig. 37) e correlacionado aos modelos de evolução magmática de origem crustal, mantélica ou híbrida.

Os zircões idiomórficos do Granito Mandira são do tipo P5 e D (Fig. 36) o que coloca o granito como de origem mantélica ou principalmente mantélica ("trend" 6-granitos alcalinos da figura 37).

Deve-se ressaltar no entanto, que o método determinativo utilizado não obedeceu ao rigor recomendado por Pupin (1980). Neste trabalho encara-se o zircão como mais um mineral passível de contribuir para a caracterização do maciço.

9 Fluorita

É um acessório presente em todas as unidades petrográficas estudadas, inclusive nas rochas afetadas por processos de alteração tardi a pós-magmáticos, onde atinge teores modais de até 5%.

Ocorre geralmente em agregados de cristais intersticiais submilimétricos, incolores a lilás, subédricos a anédricos. Associa-se por vezes a opacos e leucoxênio e/ou granada ou ainda a biotita verde a parda.

10 Allanita e Epídoto

A allanita ocorre como mineral acessório frequente nos granitos. Geralmente encontra-se alterada (metamictica), associada por vezes a epídoto, em cristais subédricos, prismáticos,

FIGURA 36 - Principais tipos e subtipos de classificação tipológica do zircão (Pupin 1980).

FIGURA 37 - Distribuição dos "Trends" de Evolução T1 pológica-TET de populações de zircão de granitos de origem crustal ou principalmente crustal: (1) leuco granitos aluminosos, (2) monzogranitos e granodioritos (sub) autoctônes, (3) granodioritos e monzogranitos aluminosos; granitos de origem híbrida (crustal e mantélica): (4a, b, c) granitos cálcio-alcalinos, (5) granitos subalcalinos; granito de origem mantélica ou principalmente mantélica: (6) granitos alcalinos, (7) granitos tholeiíticos (Pupin 1980).

com contornos subarredondados.

11 Titanita e Leucoxênio

Titanita é um acessório raro nos granitos estudados, ocorrendo também nas rochas alteradas metassomaticamente. É encontrada em cristais submilimétricos, euédricos a subédricos, por vezes parcial a totalmente alterada em leucoxênio. Pode ocorrer como inclusão em ferro-hastingsita.

12 Apatita

É um mineral acessório muito escasso e encontrado apenas em algumas amostras de granito e de metassomatitos quartzo-feldspáticos na proporção de traços.

Ocorre em finos cristais ($<0,05\text{mm}$) com o hábito prismático alongado que lhe é característico.

13 Topázio

Restringe-se aos greisens localizados na Serra do Arrepiado - Alvo 13, onde ocorre em proporções modais que variam de traços até 15% (excepcionalmente atingem até 65%), em agregados granoblásticos associados a quartzo. Os cristais geralmente são submilimétricos ($<0,1\text{mm}$), subédricos, prismáticos curtos, com contornos subarredondados (Fig. 20).

14 Granada

Sua ocorrência, em teores de até 5%, está ligada às rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico e, mais raramente, aos greisens. Seus cristais são euédricos a subédricos, submilimétricos a milimétricos e geralmente ocorrem em agregados associados a turingita (Fig. 35), esfalerita (Fig. 38) e/ou opacos.

Para melhor caracterizar a granada foram selecionados alguns cristais, para análise por dispersão de energia (amostra C-812R, Figs. 38, 39). Verificou-se que sua composição é essencialmente espessartítica (Fig. 40), porém admitindo um certo teor de Ca (cristal nº 1, Fig. 39).

FIGURA 38 - Cristais de granada (1, 2) associados a esfalerita (castanho). Fotomicrografia em nicóis pa ralelos (Amostra C-812R).

FIGURA 39 - Imagem de elétrons secundários de cristais de granada com Ca (1) e sem Ca (2). Os pontos 1 e 2 foram selecionados para dispersão de energia.

FIGURA 40 - Análise por dispersão de energia; espectro dos elementos presentes em: a) ponto 1 da Fig. 39; b) ponto 2 da Fig. 39.

15 Sulfetos

15.1 Esfalerita

É o sulfeto mais abundante no Maciço Mandira. Na proporção de traços é encontrado nas unidades graníticas YM e YM1, porém é nas rochas afetadas metassomaticamente que ocorrem suas maiores concentrações. Nos metassomatitos quartzo-feldspáticos é um mineral de presença obrigatória. Ocorre geralmente em agregados de cristais subédricos e submilimétricos a milimétricos, cortados frequentemente por microvênulas de galena, ou como inclusões nesse mineral. Pode apresentar inclusões de calcopirita (finíssimas) ou de pirita (Figs. 41, 42). Associa-se também à magnetita. Por vezes forma agregados juntamente com granada (Fig. 38) e/ou turingita.

15.2 Galena

Sua ocorrência se restringe praticamente aos metassomatitos quartzo-feldspáticos, greisens e granitos albitizados, sendo mais abundante nos dois primeiros. No entanto foram encontradas concentrações de galena em zonas de YM (Alvo 13 - Pedreira São Miguel) afetadas por hidrotermalismo. Aparece em grânulos anédricos, submilimétricos, associados à calcopirita, covelita e magnetita. A calcopirita parece que tende a substituir a galena (Fig. 43).

Nos metassomatitos quartzo-feldspáticos a galena se associa a esfalerita e pirita, a qual por vezes parece substituir (Fig. 44).

15.3 Pirita

É um mineral raro nas rochas metassomáticas, onde ocorre na proporção de traços, em cristais submilimétricos ($<0,1\text{mm}$), euédricos, dispersos, englobados por galena (substituição ?) (Fig. 44) ou ainda inclusos em esfalerita e calcopirita (Fig. 42).

Nos greisens a pirita pode ocorrer em cristais subcentimétricos, euédricos a subédricos, com bordas corroídas e em agregados.

0 0,09 mm

FIGURA 41 - Cristal de esfalerita com inclusões de calcopirita. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra F3 - 76,75 m).

0 0,18 mm

FIGURA 42 - Cristal de esfalerita associado a calcopirita e pirita euédrica. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra F1 - 25,00 m).

0 0,18 mm

FIGURA 43 - Agregado de cristais de galena (branco), calcopirita (amarelo), covelita (azul) e magnetita (pardo). Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra Pedreira São Miguel).

0 0,09 mm

FIGURA 44 - Galena (branco), associada a esfalerita (cinza claro) e pirita (creme), a qual engloba e parece substituir. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra 04/624-3).

Localmente apresenta zoneamento bem marcado por inclusões de ganga.

15.4 Sulfetos de cobre e ferro

Entre eles o mais comum é a calcopirita, que geralmente está acompanhada por seus produtos de alteração (covelita e bornita). Ocorrem nos greisens e metassomatitos quartzo-feldspáticos e localmente em granitos da unidade γM afetados por hidrotermalismo (Alvo 13), sempre na proporção de traços.

A calcopirita forma cristais anédricos, submilimétricos a milimétricos, por vezes com inclusão de galena, a qual, pode substituir (Fig. 43). Ocorre também como inclusão em esfalerita, sob a forma de finos cristais goticulares (Fig. 42) ou em cristais mais desenvolvidos (Fig. 41). Localmente a calcopirita apresenta-se parcialmente alterada em covelita (Fig. 43), principalmente nas bordas. Em uma seção polida de granito albitizado observa-se calcopirita substituindo parcialmente galena e esfalerita, venulando-as ou bordejando-as.

Bornita é raríssima, ocorrendo em finos cristais inclusos em magnetita, juntamente com covelita (Pedreira São Miguel).

16 Óxidos Opacos e Semi-Opacos

16.1 Magnetita

É o mineral opaco mais abundante como acessório das rochas graníticas, encontrado em todas as unidades em agregados de cristais octaédricos, submilimétricos, parcialmente martitizados (Fig. 45). Alguns cristais apresentam finas lamelas de exsolução de ilmenita. Em amostra de γA (15) observa-se magnetita intercrescida com ferro-hastingsita. Cristais de magnetita inclusos em biotita, sugerindo um processo de alteração, foram encontrados em granito de γM (Fig. 46); raramente pode apresentar inclusões de bornita.

Nos greisens e metassomatitos quartzo-feldspáticos também foi observada, com as mesmas características já descritas; quando associada à esfalerita ocorre como inclusão ou restos em vias de substituição.

0 0,09 mm

FIGURA 45 - Agregado de cristais octaédricos de magnetita parcialmente martitizados em zonas concêntricas. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra 25-A).

0 0,09 mm

FIGURA 46 - Cristais de magnetita deslocando clivagem da biotita (hospedeiro). Ao longo das clivagens observam-se cristais tabulares de hematita. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra 20-F).

16.2 Ilmenita

É um mineral raro nos granitos, tendo sido encontrado nas unidades YM1 e YM. Em YM1, por vezes é o mineral opaco predominante, ocorrendo em plaquetas submilimétricas, normalmente associadas a biotita. Em YM é muito rara, em cristais isolados ou associados a riebeckita.

16.3 Hematita

Foi observada em rochas de YA, YM e YM1, como produto de alteração da biotita, em cristais tabulares dispostos segundo os traços de clivagem da mica (Fig. 46) como produto de alteração da magnetita (martitização), principalmente ao longo das bordas, fraturas ou clivagens (Fig. 45).

16.4 Cassiterita

É um mineral de ocorrência muito rara, restringindo-se aos greisens e metassomatitos quartzo-feldspáticos, sob a forma de minúsculos cristais (<0,01mm), subédricos a anédricos, de cor castanho avermelhado (sob luz transmitida).

17 Calcita

Relaciona-se ao processo de carbonatação que afetou o Maciço em graus variados. Ocorre sob a forma de microvênulas ou pseudomorfosando outros minerais, como biotita ou stilpnomelano. A calcita é mais frequente nos metassomatitos quartzo-feldspáticos, onde ocorre principalmente preenchendo microvênulas.

18 Genthelvita

É um mineral raríssimo encontrado somente nos granitos da unidade YM localizados na Pedreira São Miguel. Ocorre em cristais submilimétricos a subcentimétricos, subédricos, em seções triangulares (Fig. 47). Para sua melhor caracterização foram executadas análises por dispersão de energia e dispersão por comprimento de onda (Figs. 48 e 49).

FIGURA 47 - Cristais triangulares de genthelvita.
Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra 1-A).

FIGURA 48 - Análise por dispersão de energia em cristal de genthelvita; espectro dos elementos presentes (Amostra A-312).

FIGURA 49 - a) Imagem de elétrons secundários em cristal de genthelvita selecionado para análise por dispersão de energia (Fig. 48). Detalhe da Figura 49a, imagem de composição e de raios X de: b) Si, c) Fe, d) Zn.

19 Minerais de Terras Raras

Em Mandira estes minerais são de difícil caracterização óptica, pois aparecem muito raramente e em cristais diminutos ($<0,05\text{mm}$), subédricos a anédricos, por vezes associados a opacos.

Um grão uniaxial positivo observado na amostra 5C da unidade γM foi analisado por dispersão de energia em microsonda eletrônica e revelou um carbonato de terras raras (IPT 1986b), não tendo sido possível identificar a espécie. Trata-se provavelmente de um dos flúor-carbonatos (parisita ? bastnaesita ?, synchysita ?) normalmente associados à fluorita, como relatado em IPT (op.cit).

Localmente, em greisens também observaram-se minerais de terras raras, como por exemplo na amostra F3-55,40m onde foi encontrado um grão de coloração levemente castanha composto de duas espécies minerais, não identificáveis opticamente (Fig. 50).

As análises de microsonda eletrônica por dispersão de energia também não foram decisivas (Figs. 51 e 52). Os dados obtidos permitem apenas sugerir que um dos grãos (o menor) seja um carbonato de La e Ce (lantanita ou calkinsita) e o outro, maior, um rutilo ou outro titanato alterado ou enriquecido em terras raras.

FIGURA 50 - Ao centro da foto, minerais de terras raras (MTR) selecionados para análise por dispersão de energia (Fig. 51) (Amostra F3 - 55,90 m).

FIGURA 51 - Análise por dispersão de energia. Espectro dos elementos presentes nos pontos 1 e 2 da figura 52.

FIGURA 52 - Imagem de composição e de raios X de: a) Y, b) Nb, c) Th, d) Ti, e) La, f) Ce, g) Si, h) imagem de composição e perfis de carbono (A) e silício (B).

CAPITULO 6

PETROQUÍMICA

O estudo petroquímico de Mandira teve por finalidade principal conhecer o comportamento químico das unidades graníticas, detectar semelhanças e diferenças entre elas, caracterizar o maciço quimicamente, compará-lo com outros granitos conhecidos e também chegar a hipóteses ou mesmo conclusões acerca da sua petrogênese (formação, evolução e contexto tectônico). Outrossim, teve como objetivo igualmente importante a caracterização química dos processos tardi a pós-magmáticos, concentradores potenciais de mineralizações.

Os dados analíticos de elementos maiores, menores e traços de amostras de granitos e rochas metassomáticas do Maciço Mandira estão apresentados na tabela 14. A grande coerência geoquímica observada nas dosagens das diversas amostras dos diferentes tipos litológicos e a comparação entre os dados de duas amostras duplicadas (22A = 1-H-II e 33B = 4-A), atestam a boa qualidade das análises químicas (Tab. 15). Os maiores erros analíticos parecem ocorrer no K_2O e Zr. Nesta pesquisa foram utilizadas as dosagens obtidas para as amostras 1-H-II e 4-A.

A variabilidade química dos principais óxidos e elementos das várias unidades do Maciço Mandira encontra-se nas figuras 53 e 54. Também foram calculados a Norma CIPW e Valores de Niggli, cujos resultados acham-se nas tabelas 16 e 17.

O índice agpático das unidades graníticas, sempre superior a 1 (Tab. 17) caracteriza o Maciço Mandira como um granito peralcalino (Bowden 1974).

Variações de elementos maiores em termos de porcentagens em peso de óxidos versus porcentagem em peso de SiO_2 (Fig. 55) (Harker 1909) ilustram várias feições acerca das diferentes unidades graníticas:

- (1) CaO , Na_2O+K_2O , Al_2O_3 e K_2O mostram que suas abundâncias

TABELA 14 - Análises químicas das amostras do Granito Mandira.

AMOSTRAS nps	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Na ₂ O %	FeO %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	TiO ₂ %	MnO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	F %	S %	H ₂ O ⁺ %	Soma Total %	UNIDADES FACIOLÓGICAS
28-B	74.8	11.1	0.01	1.10	0.77	0.35	0.19	0.03	6.40	4.61	0.052	0.012	0.64	100.06	Y A
4-A	75.5	11.2	0.01	1.30	0.35	0.33	0.12	0.05	6.13	4.46	0.23	0.012	0.37	100.06	
26-A	76.2	11.2	0.01	0.99	0.70	0.20	0.15	0.04	5.36	4.58	0.21	0.016	0.33	100.06	Y B
23-B	77.2	10.8	0.01	0.85	0.75	0.18	0.08	0.02	5.41	4.29	0.20	0.010	0.29	100.08	
04-0597-3A	77.3	10.9	0.02	1.10	0.87	0.45	0.14	0.02	4.83	4.04	0.11	0.010	0.50	99.89	
1H-II	76.8	11.0	0.01	1.40	0.34	0.21	0.11	0.04	4.99	4.61	0.18	0.019	0.31	100.02	
19-A	76.1	11.2	0.02	0.85	0.55	0.40	0.08	0.03	5.53	4.80	0.042	0.011	0.40	100.01	
HOC-18-FS-R-MA (*)	75.3	11.4	0.01	0.93	1.10	0.40	0.11	0.03	5.00	4.30	-	0.010	0.58	99.17	
NO-03	74.2	11.6	0.10	1.40	0.22	0.74	0.20	0.03	5.85	4.41	0.27	0.010	0.71	100.02	Y B1
16-B	71.4	13.1	0.17	0.99	0.90	0.56	0.22	0.04	7.18	4.71	0.077	0.012	0.75	100.11	
21-B	74.8	11.5	0.20	0.85	0.95	0.35	0.23	0.03	6.31	3.85	0.075	0.011	0.80	100.04	
ESC-16-H-I	74.8	12.2	0.01	1.10	0.57	0.07	0.26	0.02	6.54	3.23	0.019	0.013	0.38	100.01	
ESC-16-F-I(2)	77.5	11.5	0.11	0.99	0.20	0.49	0.23	0.02	2.26	6.56	0.029	0.046	1.10	100.00	
F3-25,32m	74.5	11.7	0.10	1.30	0.35	0.40	0.22	0.04	6.04	3.99	0.20	0.013	1.03	100.07	
F3-62,60m	74.2	11.6	0.15	1.40	0.34	0.39	0.21	0.05	5.94	4.48	0.22	0.014	1.00	100.02	
ESC-16-H-II	76.8	10.0	0.20	2.80	1.30	0.45	0.19	0.07	4.35	0.72	0.13	0.14	1.91	100.10	Rochas modificadas
ESC-16-H-III	75.1	11.1	0.23	4.00	0.88	0.45	0.26	0.11	3.52	1.81	0.093	0.14	1.80	99.97	metassomáticamente
ESC-16-F-II(4)	75.0	10.2	0.20	5.10	0.33	0.19	0.26	0.09	2.42	4.34	0.070	0.25	0.76	100.02	
F3-35,90m	74.8	10.6	0.20	1.30	2.10	0.47	0.31	0.11	6.22	1.08	0.36	0.010	2.14	100.05	
F3-57,20m	72.5	10.6	0.20	6.50	0.17	0.05	0.20	0.25	5.53	0.20	0.079	0.20	2.90	99.97	
F3-76,07m	62.2	13.7	0.20	7.70	2.20	0.14	0.27	0.42	4.04	4.12	0.015	0.55	3.20	100.00	
ESC-15	72.4	14.4	0.10	1.30	0.35	0.00	0.21	0.06	0.25	10.00	0.013	0.095	0.44	99.98	

	B	Be	Cu	Sn	Nb	Zr	Y	Ba	Ce	Mo	Ni	Cd	Rb	Sr	Ba	Cl	Th	Cr	V	La	Li	F	U	Zn	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
28-B	110	12	6	15	34	410	144	28	400	15	5	11	200	110	70	120	115	21	64	220	6	520	2	88	51
4-A	10	6	15	15	30	310	60	20	150	15	6	11	210	110	82	120	115	15	64	130	14	2300	2	100	16
26-A	110	10	20	15	30	600	112	26	150	15	9	6	260	10	120	120	22	10	62	130	4	2120	2	140	26
23-B	110	4	15	12	70	400	100	37	150	15	7	11	420	110	120	120	28	15	56	130	57	2000	3	102	16
04-0597-3A	30	7	15	15	60	500	22	31	150	15	7	11	290	110	120	120	15	15	84	130	105	1100	2	174	26
1H-II	10	8	15	15	50	270	220	34	150	15	10	11	370	14	60	120	10	11	74	130	10	1800	2	192	36
19-A	110	3	15	8	60	260	172	24	100	15	8	11	410	26	100	120	115	6	92	91	110	420	6	110	35
HOC-18-FS-R-MA (*)	16	6	16	15	52	400	96	20	110	15	15	-	360	110	120	120	125	15	47	62	230	3300	2	214	119
NO-03	10	6	15	15	34	270	44	30	150	15	7	11	260	54	290	25	24	15	88	130	10	2720	2	34	25
16-B	10	12	15	15	26	290	80	26	200	15	10	11	160	80	620	87	115	15	92	190	14	772	2	54	35
21-B	110	4	15	15	30	210	38	15	150	15	7	11	270	59	300	120	25	15	56	130	12	750	3	38	34
ESC-16-H-I	110	2	22	15	26	280	36	15	150	15	9	11	290	36	310	43	115	80	72	130	12	180	5	286	122
ESC-16-F-I(2)	110	4	34	80	25	220	38	25	150	15	5	4	130	30	160	120	17	15	58	130	10	290	7	740	651
F3-25,32m	110	4	15	15	24	230	36	18	150	15	6	15	200	55	330	120	115	15	88	130	14	2000	2	140	34
F3-62,60m	110	8	6	15	46	410	76	24	150	15	7	11	240	44	280	120	115	14	74	130	0	2200	2	64	35
ESC-16-H-II	20	5	74	140	34	176	86	21	150	13	22	15	440	110	230	120	115	132	76	130	59	1250	3	2160	2054
ESC-16-H-III	110	4	216	152	22	246	52	25	210	10	11	35	460	25	210	120	10	100	64	120	61	920	2	2600	235
ESC-16-F-II	20	8	42	65	27	122	36	27	150	8	7	29	400	83	130	52	21	15	80	130	30	700	5	4960	322
F3-35,90m	10	4	30	142	40	350	76	21	150	9	6	4	350	14	370	120	115	15	56	130	63	3600	3	1300	2321
F3-57,20m	110	8	82	335	58	330	86	25	270	17	5	29	350	16	260	120	115	15	40	150	55	792	2	4000	217
F3-76,07m	110	10	300	315	55	300	152	37	220	15	10	42	140	33	120	120	115	15	88	130	45	152	2	11000	321
ESC-15	110	8	50	200	54	226	36	30	150	15	13	3	110	110	120	120	115	15	88	130	8	130	3	1440	1643

NOTAS: (*) Análise química cedida pela DOCEBO: Sr (15 ppm), Sm (16 ppm), Yb (5 ppm), Nd (50 ppm), Eu (0.29 ppm), Gd (14 ppm), Dy (21 ppm), Er (15 ppm), Lu (2 ppm), Ho (5 ppm), Ta (2 ppm).
Elementos cujos teores estão abaixo do limite de detecção do método utilizado (para todas as amostras): P₂O₅, CO₂ (0.05 %); Ag, Sb (11 ppm); Co (15 ppm); Bi, Cs (10 ppm); Ta, V (115 ppm); Hf (1200 ppm).

TABELA 15 - Análises químicas das amostras em duplicata.

AMOSTRAS nps	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Na ₂ O %	FeO %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	TiO ₂ %	MnO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	F %	S %	H ₂ O ⁺ %	Soma Total %
1H-II	76.8	11.0	0.01	1.40	0.34	0.21	0.11	0.04	4.99	4.61	0.10	0.019	0.31	100.02
22-A	76.3	10.8	0.01	1.10	0.57	0.20	0.03	0.03	5.62	4.78	0.10	0.019	0.39	100.08
4-A	75.5	11.2	0.01	1.30	0.35	0.33	0.12	0.05	6.13	4.46	0.23	0.012	0.37	100.06
33-B	75.7	11.6	0.01	1.40	0.24	0.36	0.12	0.05	5.72	4.31	0.15	0.010	0.35	100.02

	B	Be	Cu	Sn	Nb	Zr	Y	Ba	Ce	Mo	Ni	Cd	Rb	Sr	Ba	Cl	Th	Cr	V	La	Li	F	U	Zn	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1H-II	10	8	9	15	56	270	220	34	150	15	10	11	370	14	60	120	10	11	74	130	10	1000	2	192	36
22-A	12	9	5	10	66	320	180	34	150	15	13	11	360	110	70	120	37	5	84	130	10	1750	2	240	52
4-A	10	6	15	15	30	310	60	20	150	15	6	11	210	110	82	120	115	15	64	130	14	2300	2	100	16
33-B	12	10	15	15	40	360	76	30	150	15	10	11	220	110	82	120	115	15	92	130	12	1500	2	90	17

FIGURA 53 - Variabilidade química (valores em %) dos principais óxidos das rochas do Granito Mandira.

FIGURA 54 - Variabilidade química (valores em ppm) de elementos traços das rochas do Granito Mandira. (Legenda como na figura 53).

TABELA 16 - Norma CIFW das rochas do Maciço Granítico Mandira.

MINERAIS	Q	Or	Ab	Di	Hd	Co	En	Fs	Ac	Ms	Il	Mt	Ca	Ap	Pi	Fi	Ha	Zr
ANORTAS	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
28-2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
4-4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
26-4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
23-0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
04-597-34	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1H-11	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
19-4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
HOC-18-15-R-MA	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
MD-03	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
16-B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
21-B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ESC-16-H-1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ESC-16-F-1(2)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
F3-25-32 B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
F3-62-30 B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ESC-16-H-11	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ESC-16-H-11T	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ESC-16-F-11(4)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
F3-55-90 B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
F3-57-80 B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
F3-76-07 B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
29C-15	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

TABELA 17 - Parâmetros de Migell e relações químicas das rochas do Maciço Granítico Mandira.

AMOSTRAS	PARÂMETROS DE MIGELL														ÍNDICES E RELAÇÕES QUÍMICAS			
	I	SI	AI	FA	CI	ALK	K	MG	W	TI	P	H	O	QZ	IA	FB/Sr	K/Rb	IV
28-B	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
4-A	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
26-A	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
23-D	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
04-S97-3-A	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
1-H-II	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
19-A	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
HOC-18-FS-R-MA	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
MD-03	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
16-B	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
21-B	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-16-H-I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-16-F-II(2)	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
F3-25,32 #	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
F3-62,60 #	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-16-H-II	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-16-H-III	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-16-F-II(4)	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
F3-53,90 #	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
F3-37,20 #	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
F3-76,07 #	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ESC-15	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I

NOTA: IA = índice específico (massa/20/41203 em proporções moleculares)
ID = índice de diferenciação (01+07+40 normativos)

FIGURA 55 - Diagramas de Harker (1909) para as rochas do Grani to Mandira.

variam inversamente com o conteúdo de SiO_2 ;

- (2) conteúdos em Al_2O_3 e FeO tendem a ser ligeiramente mais altos para um dado valor de SiO_2 no granito "subsolvus" (YM1) do que nos granitos "hypersolvus" (YA e YM);
- (3) as abundâncias em Na_2O , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ e MgO são relativamente constantes com o aumento de SiO_2 ;
- (4) razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ são, em média mais elevadas na unidade YM;
- (5) com relação a K_2O é possível distinguir dois grupos: um formado pelas amostras de YM1 e YA e, outro pelas amostras de YM;
- (6) com relação a Na_2O e Al_2O_3 também se distinguem dois grupos: um formado por YM1, o qual em relação a Al_2O_3 apresenta uma ligeira correlação positiva e outro, formado por YA e YM, que em relação ao Al_2O_3 exibe correlação negativa.

Nos diagramas de Harker (1909) duas amostras de YM1 se distinguem das outras por apresentarem comportamento anômalo: a 16-B exibe um teor de SiO_2 muito baixo em relação às outras amostras e a ESC-16-F-I, um teor muito elevado; nesse caso possivelmente por estar em contato direto com greisen e portanto sofrer sua influência.

O diagrama ALK-F-M (Fig. 56) fornece informações importantes acerca da química dos granitos de Mandira. Para efeitos de comparação, foram delimitados também os campos de ocorrência dos granitóides subalcalinos do Batólito de Pikes Peak (Colorado), os granitos e sienitos nigerianos e os granitos de Cape Ann (Massachusetts), segundo Barker et al. (1975), observando-se que os granitos de Mandira apresentam comportamento semelhante aos granitos de Cape Ann principalmente, e também aos da Nigéria. Todas elas são rochas extremamente diferenciadas e seguem a linha ALK-F.

A figura 57 é um diagrama de variação de K_2O versus Na_2O . As unidades YA e YM apresentam-se agrupadas, enquanto YM forma um outro grupo ligeiramente mais enriquecido em Na_2O . Novamente a amostra ESC-16-F-I se destaca das outras por apresentar elevadíssimo teor em Na_2O e baixo em K_2O , refletindo

FIGURA 56 - Diagrama ALK ($K_2O + Na_2O$) - F ($FeO + 2Fe_2O_3 + MnO$) - M (MgO) para os granitos de Mandira, Pikés Peak, Nigéria e Cape Ann (modificado de Barker et al. 1975). (Legenda como na figura 57).

FIGURA 57 - Diagrama de variação: a) K_2O versus Na_2O ; b) K_2O versus Rb; c) Rb versus Sr; d) Rb versus Li.

possivelmente um processo de metassomatismo sódico que teria ocorrido e que se encontra identificado na amostra ESC - 16-F-II, juntamente com greisenização.

Com relação à razão K/Rb observa-se que YM1 e YA apresentam valores mais altos (Tab. 17) e são enriquecidos em K_2O (Fig. 57b).

A razão Rb/Sr é mais alta nas unidades "hypersolvus" (YA e YM) do que na "subsolvus" (YM1), (Fig. 57c, Tab. 17), o que também está de acordo com o observado por Collerson (1982) para os granitos do Labrador.

A unidade YM apresenta correlação positiva entre Rb e Li, enquanto YA e YM1 praticamente não exibem variações entre os dois elementos (Fig. 57d), o que difere das constatações feitas por Ronin et al. (1978) com relação às fácies mais tardias num complexo anorogênico.

De modo geral, a unidade YM se destaca das outras por apresentar oxidação um pouco maior, provavelmente por conter riebeckita, que é uma espécie mineral mais oxidada (Collerson 1982) (Tab. 18).

TABELA 18 - Razão de oxidação: $2Fe_2O_3 \times 100 / 2Fe_2O_3 + FeO$.

UNIDADE	RAZÃO DE OXIDACAO MEDIA	DESVIO PADRAO	NÚMEROS DE AMOSTRAS
YA	46,67	11,67	2
YM	57,17	11,80	6
YM1	43,22	17,06	7

Batchelor & Bowden (1985) sugeriram a utilização dos valores catiônicos-moleculares de La Roche et al. (1980) na interpretação petrogenética de séries de granitóides. Com base nestas características, as rochas do Maciço Mandira (Fig. 58) são classificadas como granitóides anorogênicos.

Figura 58 - Diagrama das principais associações de granitóides (Batchelor & Bowden 1985) usando o esquema multiplicativo de La Roche et al. (1980), distinguindo as associações de granitóides de Pitcher (1982) para rochas do Maciço Mandira.

Collins et al. (1982) observaram que granitos anorogênicos (tipo A de Loiselle & Wones 1979) distinguem-se de granitos tipo I, com teores similares de SiO_2 , por apresentarem concentrações elevadas de cátions grandes de alta valência, tais como Zr, Nb, Y, terras raras (TR) e Ga, sendo particularmente diagnóstica a combinação de alto Ga e baixo Al. As rochas do Mandira, especialmente as unidades YA e YM, são muito enriquecidos em elementos de alta valência (Fig. 59). Mandira apresenta também a combinação de elevados teores de Ga e baixos de Al, tão característica de granitos tipo A (Fig. 60).

No entanto, em contraste com os dados de Collins et al. (1982) os dados de Whalen et al. (1987) demonstram que suítes graníticas individuais do tipo A exibem considerável variação na composição química e gradam para composições de granitos tipos I e S. Segundo Whalen et al. (1987) suítes de granitos

FIGURA 59 - Diagramas de SiO_2 versus Zn, Zr, Ga, Nb e Y mostrando os altos valores de cations de alta valência, característicos de granitos do Tipo A (Collins et al. 1982) para os granitos de Mandira.

tipo A nas quais granitos peralcalinos são raros ou ausentes exibem variação relativamente pequena nos valores de Ga/Al, Zr, Nb, Ce, Y e Zn (por exemplo Gabo e Mumbulla no cinturão dobrado de Lachlan, Collins et al. 1982). Suítes que contêm granitos peralcalinos (Topsails, Welsford, Evisa e Shira) exibem variações moderadas a fortes. Na suíte ígnea de Topsails (Whalen et al. 1987) as fases intrusivas mais alcalinas contêm concentrações distintamente mais elevadas de Zr, Nb, Ce, Y, Zn e Ga/Al, o que também é observado nas unidades do Granito Mandira, onde o tipo menos alcalino (YM1) apresenta comportamento químico semelhante aos granitos tipo I, enquanto os mais alcalinos (YA, YM) são bem discriminados (Figs. 59, 60). Whalen et al. (op.cit.) sugerem também a utilização dos diagramas $Zr + Ce + Y$ versus Rb/Ba (Fig. 61), 10.000 Ga/Al versus $(K_2O + Na_2O)$, $(K_2O + Na_2O)/CaO$, FeO^*/MgO , K_2O/MgO e índice agpaítico (Fig. 62); além de 10.000 Ga/Al versus Zr, Nb, Ce, Y, Zn (Fig. 63) como discriminantes para os granitos tipo A. Utilizando-se estes diagramas observa-se que dados obtidos para o Granito Mandira se assemelham bastante aos de outros maciços tipo A estudados em detalhe.

Pearce et al. (1984) sugeriram a utilização de elementos traços, particularmente Rb, Y, Nb e Ta, para a discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas. Os teores destes elementos no Granito Mandira (Fig. 64) o caracterizam como granito intra-placas, dentre os quais se destacam os granitos anorogênicos intra-continentais.

Os padrões geoquímicos das rochas graníticas de Mandira normalizados para ORG (granitos de cadeia oceânica) (Pearce et al. 1984) e comparados aos do Complexo Ririwai (Nigéria) (dados de Kinnaird et al. 1985b) também intra-placas, mostram-se concordes (Fig. 65).

A figura 66 apresenta os valores de terras raras normalizados para condrito com os dados de Frey et al. (1968), para uma amostra de Mandira (YM), bem como a média dos padrões de TR de granitos tipo A das Suítes Gabo e Mumbulla (Collins et al. 1982). Os fracionamentos entre TR leves e pesadas para as rochas do Mandira são semelhantes aos observados para outros granitos Tipo A, tais como os de Gabo e Mumbulla, na Austrália (Collins et

FIGURA 60 - Diagrama Al_2O_3 versus Ga (Collins et al. 1982) para os granitos de Mandira. (Legenda como na figura 61).

FIGURA 61 - Diagrama $\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y}$ versus Rb/Ba (Whallen et al. 1987) para os granitos de Mandira.

FIGURA 62 - Diagrama 10.000 Ga/Al versus K_2O+Na_2O , $(K_2O+Na_2O)/CaO$, FeO^t/MgO , K_2O/MgO e índice agpaítico (Whalen et al. 1987)² para os granitos de Mandira.

FIGURA 63 - Diagramas $10.000 \text{ Ga}/\text{Al}$ versus Zr, Nb, Ce, Y e Zn (Whallen et al. 1987) para os granitos de Mandira.

FIGURA 64 - Diagramas SiO₂ versus Y, Rb e Nb; Y versus Nb e Y+Nb versus Rb para os granitos de Mandira (Pearce et al. 1984).

FIGURA 65 - Curvas dos padrões geoquímicos normalizados para ORG (Pearce et al. 1984) das rochas graníticas de Mandira comparados com o Complexo Ririwai, Nigéria (Kinnaird et al. 1985b).

FIGURA 66 - Curva dos teores de terras raras de Mandira (amostra HOC.18.FS.R.MA) normalizados para condritos (Frey et al. 1968) e campo dos padrões de terras raras de granitos Tipo A das suítes Mumbulla e Gabo, sudeste da Austrália (Collins et al. 1982).

al. 1982) e de Meruoca e Mucambo, no Ceará (Sial et al. 1981).

A relação ternária Rb-Ba-Sr (Turekian & Wedepohl 1961 apud El Bouseilly & El Sokkary 1975) é bastante sensível para a caracterização de tendências de diferenciação em rochas granitóides. Segundo este diagrama as rochas de Mandira correspondem a granitos fortemente diferenciados (Fig. 67), com a seguinte ordem crescente de diferenciação: YA → YM, já sugerida pelo acréscimo de SiO_2 e fornecida também pelo índice de diferenciação-ID (Tab. 17). A análise dos números de ID para o granito YM1 demonstra uma grande variação, não sendo possível concluir sobre sua ordem de diferenciação em relação a YM e YA.

Imeokparia (1981) utilizou as razões Ba/Rb e Rb/Sr como indicadores de fracionamento magmático e estas razões indicam a mesma relação de fracionamento (Fig. 68).

Nestes diagramas não foram plotadas amostras da unidade YM1 por dois motivos:

1- estudos realizados por Mc Carthy & Hasty (1976) demonstram que o Rb é bastante suscetível aos processos de alteração, não constituindo segundo Whalen et al. (1987) um parâmetro adequado para diagramas discriminantes em rochas submetidas a algum processo de alteração.

2- feições de campo, petrográficas e químicas da unidade YM1, bem como a comparação com "fácies subsolvus" de outros granitos alcalinos indicam que a gênese desta unidade não pode ser explicada por simples fracionamento magmático (Capítulo 8 - Petrogênese).

Juniper & Kleeman (1979) utilizaram discriminantes geoquímicos na distinção de granitos mineralizados a Sn. Mandira (Fig. 69) localiza-se nos campos de granitos estaníferos, nas diversas relações ternárias.

Stemprok & Skvor (1974) (apud Charoy (1975, 1979a), discutindo as características geoquímicas da greisenização, observaram que existem algumas tendências gerais ligadas ao aumento da quantidade de quartzo e muscovita (Fig. 70). No caso das rochas metassomáticas de Mandira (Fig. 71) nota-se, principalmente, dois processos atuantes, quais sejam: greisenização e albitização.

A tabela 19 apresenta um quadro comparativo entre as influências mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros químicos observados durante os processos de albitização

FIGURA 67 - Diagrama Rb-Ba-Sr segundo Turekian & Wedepohl (1961) apud El Bouseily & El Sokkary (1975) para as unidades "hypersolvus" do Granito Mandira.

FIGURA 68 - Diagramas de variação das razões Rb/Sr versus Ba/Rb , Rb versus Ba e Sr versus Rb (Imeokparia 1981) para os granitos "hypersolvus" de Mandira.

FIGURA 69 - Diagramas ternários discriminando campos dos granitos mineralizados em Sn segundo Juniper & Kleeman (1979) e granitos de Mandira.

FIGURA 70 - Diagrama Quartzo-Feldspato-Muscovita (mesonorma de Barth) com o "trend" de evolução dos greisens de Mandira comparados ao dos endogranitos e greisens de Penfeunteun.

FIGURA 71 - Diagrama Quartzo-Albita-Ortoclásio com as principais tendências de alterações tardi a pós-magmáticas em granitóides (Stemprok & Skvor 1974, apud Charoy 1979a) para rochas do Granito Mandira.

e greisenização nos granitóides de Krúsné Hory (Erggebirge), segundo Stempok & Skvor (1974) apud Charoy (1979a), Correias (Goraieb et al. 1988) e Mandira. Na tabela 20 encontra-se uma comparação entre as variações químicas ocorridas durante a albitização em Bastfallshöjden, na (Suécia) (Baker 1985), Correias (Goraieb et al. op.cit.) e Mandira.

Os mesmos quadros foram elaborados para o processo de greisenização, comparando-se também na tabela 21, o Granito Guarau (Oliveira et al. 1987) e na tabela 22, o Maciço Pedra Branca (Botelho 1984).

Observando-se a tabela 22 pode-se confirmar a afirmação de Stempok & Skvor (1974) apud Charoy (1975, 1979a) de que as modificações químicas induzidas pela greisenização variam em cada localidade, o que pode ser constatado também para a albitização (Tab. 20).

Embora o número de análises químicas seja pequeno, algumas modificações que ocorreram durante o processo de greisenização no Maciço Mandira podem ser caracterizadas, tais como um aumento nos teores de Fe, Nb, Mo, F e Cd e, particularmente, de Sn, Cu, Pb e Zn e diminuição de K, Ca e Na. Os teores de Zn observados em algumas amostras de greisens de Mandira são iguais ou maiores que 10.000 ppm. Boin et al. (1982) reconheceram, no Maciço Mandira, a presença de fácies cataclástica hidrotermalizada com mineralizações de Cu, Pb, Zn, Mo e Ag (incluídos na unidade YM, região do Alvo 13), além de ocorrências de fluorita, topázio (em greisen) e astrofilita (no granito). Mineralizações comumente associadas a granitos tipo A são: cassiterita, fluorita e columbita (Pitcher 1982). Caso o processo de albitização, detectado em algumas das rochas hidrotermalizadas do Mandira, seja intenso, pode vir a ocorrer alguma mineralização de U, comumente associada a albititos.

O dendrograma para elementos maiores de Mandira (Fig. 72) mostra, ao nível de correlação 0,75, a separação do conjunto de amostras em quatro subgrupos, designados A, B, C e D, respectivamente.

No subgrupo A encontram-se discriminadas as amostras das unidades γA e γM , englobando também a amostra ESC-16-H-I, que

TABELA 21 - Mudanças mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros químicos ocorridas durante a greisenização dos granitos Mandira, Krūsné Hory (Stemprok & Skvor 1974, apud Charoy 1979a), Correias (Goraieb et al. 1988) e Guaraú (Oliveira et al. 1987).

Variação na Composição Modal					Variação na Composição Química					Variação na Composição Normativa					Variação nos Coeficientes de Miggii				
	GM	GKH	GC	GG		GM	GKH	GC	GG		GM	GKH	GC	GG		GM	GKH	GC	GG
	-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-
7k	-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-
Plag	-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-		-	-	-	-
Biot	+	-	-	-		+	-	-	-		+	-	-	-		+	-	-	-
Qzo	+	+	+	~		+	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+
Mica	+	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+

LEGENDA:

GM : Granito Mandira
GKH: Granitoícos de Krūsné Hory
GC : Granito Correias
GG : Granito Guaraú

QBS.: Em relação ao próprio granito inalterado o teor:

aumenta +

diminui -

permanece praticamente constante ~

TABELA 22 - Variações químicas ocorridas durante a greisenização nos granitos Mandira, Guaraú, (Oliveira et al. 1987), Correias (Goraieb et al. 1988) e Pedra Branca (Botelho 1984).

	MANDIRA	CORREAS	GUARAÚ	PEDRA BRANCA
SiO ₂	~	-	~	+
Al ₂ O ₃	-	+	+	-
Fe ₂ O ₃	~	+	~	+
FeO	+	-	+	-
Fe tot. como FeO	+	+	+	+
Fe/FeO+Fe ₂ O ₃	+	-	+	-
MnO	+	+	+	-
MgO	+	+	+	+
K ₂ O	-	+	-	-
Na ₂ O	-	-	-	~
Na ₂ O+K ₂ O	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-
TiO ₂	+	+	+	-
P ₂ O ₅	~	+	~	+
Sn	+	+	+	+
Zn	+	+	+	+
Cu	+	+	+	+
Pb	+	+	+	~
Rb	+	+	+	+
Ba	~	+	-	-
Ni	+	~	~	-
F	~	+	+	+
B	~	+	~	+
Ga	~	+	+	+
Cs	~	+	+	+
U	~	+	+	~
V	~	+	~	~

LEGENDA: Em relação ao próprio granito inalterado o teor:

aumenta +

diminui -

permanece praticamente constante ~

apresenta teores de MgO e CaO mais compatíveis com YA e YM. No subgrupo B tem-se um agrupamento de todas as outras amostras da unidade YM1. As amostras pertencentes ao subgrupo C são greisens localizados na região do alvo 8.

As amostras F3-55,90 (greisen), F3-76,07 (metassomatito quartzo-feldspático) e ESC-15 (granito albitizado) apresentam comportamento distinto entre si e também com relação às outras amostras, não se encaixando em nenhum dos subgrupos anteriormente citados.

FIGURA 72 - Dendrograma de amostras de rochas do Granito Mandira classificadas segundo o conteúdo dos elementos maiores.

CAPÍTULO 7

TERMOBAROMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

1 Critérios de Seleção das Amostras Estudadas

As amostras de interesse para o estudo de inclusões fluidas foram coletadas principalmente nos Alvos 8 e 13, uma vez que nestas porções do Maciço Granítico Mandira as rochas mostram-se afetadas com intensidades variadas por diversos processos de alteração tardi a pós-magmáticos (feldspatização sódica, greisenização, feldspatização potássica, carbonatação etc.) e por vezes mineralizadas.

Tendo em vista que o objetivo fundamental deste estudo seria a caracterização dos fluidos responsáveis pelos processos de alteração tardi a pós-magmáticos, assim como pela concentração de certos metais, as seguintes amostras foram selecionadas:

<u>Tipo Litológico</u>	<u>Designação da Amostra</u>
Clorita-quartzo greisen	ESC - 16-X
Sericita-quartzo greisen	ESC - 16-H
Metassomatito quartzo-feldspático	F1-15,68 m
Greisen parcialmente microclinizado	F1-19,35 m
Quartzo de veio	F1-20,00 m
Turingita-sericita-quartzo greisen com esfalerita	F1-23,40 m
Topázio greisen	C-763-R
Topázio-sericita-quartzo greisen	C-770-R
Esfalerita-sericita-quartzo greisen com topázio	C-750-R

Numa fase posterior estas amostras foram estudadas, em seções delgadas, com o objetivo de avaliar o seu potencial em inclusões fluidas e conseqüentemente direcionar uma nova seleção que foi realizada com base nos seguintes critérios:

- abundância de quartzo com granulometria média a grossa;
- abundância e tamanho das inclusões fluidas. Inclusões que apresentam tamanhos muito inferiores a 10 μ m são

- consideradas impróprias ao estudo pois dificultam as observações das mudanças de fases, comprometendo assim a precisão dos resultados;
- c) natureza das fases fluidas presentes nas inclusões. Inclusões monofásicas aquosas, por exemplo, são impróprias ao estudo por apresentarem um equilíbrio metaestável de suas fases (Roedder 1971) que podem fornecer resultados errôneos em relação às características dos fluidos originalmente aprisionados;
- d) presença de inclusões fluidas em minerais de minério.

Com base nos critérios acima expostos, apenas o quartzo greisen, o sericita-quartzo greisen, o topázio greisen e o veio de quartzo foram classificados como amostras viáveis ao estudo das inclusões fluidas, que foi desenvolvido principalmente em quartzo, embora alguns dados tenham sido obtidos a partir de inclusões fluidas em esfalerita.

2 Classificação e Descrição dos Tipos de Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas estudadas nestes três tipos de greisens e no veio de quartzo podem ser separadas em quatro tipos distintos:

- Tipo A: inclusões aquosas com fase líquida predominante;
- Tipo B: inclusões aquosas portadoras de minerais opacos;
- Tipo C: inclusões monofásicas aquosas;
- Tipo D: inclusões aquo-carbônicas.

As inclusões do Tipo A caracterizam-se por apresentarem uma relação praticamente constante entre o volume ocupado por sua fase líquida e o volume total da inclusão, isto é, $V_{liq.}/V_{tot.} = 70$ a 90% , sugerindo de antemão uma homogeneidade destes fluidos aquosos na época de seu aprisionamento. Possuem tamanhos que variam de 5 a 20 μm , sendo a maior parte em torno de 8 a 10 μm , e ocorrem em grandes grupos com orientação nitidamente planar no interior dos cristais de quartzo, onde as relações cronológicas não podem ser estabelecidas devido a sua extrema abundância.

Inclusões aquosas deste tipo podem ser também encontradas esporadicamente em esfalerita, onde ocorrem em grupos ou mesmo isoladas, com dimensões bem maiores do que as presentes no

granito, ou seja, variando de 20 a 40 μm (Fig. 73). São distintamente primárias e podem fornecer dados relevantes sobre os fluidos que deram origem a este mineral e talvez às mineralizações associadas.

Também não é incomum as inclusões do Tipo A portarem alguns sólidos minerais que são na sua grande maioria de natureza desconhecida, embora a presença de silvita (KCl) tenha sido inferida principalmente por suas propriedades ópticas (hábito cúbico, cor amarelo-esverdeada e isotropia).

As inclusões fluidas do Tipo B apresentam sistematicamente minerais opacos de hábitos diversos, tais como, cúbico, retangular, hexagonal ou mesmo triangular, que até o momento não foram identificados devido ao seu tamanho reduzido (Fig. 74). Apresentam dimensões que se situam no intervalo de 10 a 20 μm e geralmente ocorrem em grupos com arranjo planar, ou mesmo ao longo de trilhas representantes de microfraturas cicatrizadas, sendo de origem secundária ou mesmo pseudosecundária, uma vez que as trilhas ou grupos planares não extrapolam os limites dos cristais de quartzo (Fig. 75).

As inclusões do Tipo C são de dimensões extremamente variáveis e normalmente coexistem com as do Tipo A em grupos nitidamente orientados nos cristais de quartzo.

Devido à sua dificuldade de nuclear uma fase vapor, estas inclusões são denominadas de metaestáveis (Roedder 1971) e não foram consideradas nos estudos de microtermometria, pois, devido à sua natureza, não fornecem dados confiáveis.

As inclusões aquo-carbônicas (Tipo D) são reconhecidas prontamente porque à temperatura ambiente são compostas por três fases fluidas: H_2O líquido, CO_2 líquido e CO_2 gás. Em termos de dimensões, a grande maioria dessas inclusões não ultrapassa os extremos do intervalo de 5 a 15 μm e sua fase carbônica ocupa invariavelmente de 30 a 50% do seu volume total, o que novamente conduz à existência de um fluido primário, originalmente homogêneo onde as duas fases se encontravam miscíveis antes da formação das inclusões (Fig. 76).

Nos cristais de quartzo, as inclusões do Tipo D ocorrem em grupos com arranjo planar, juntamente com inclusões do Tipo A ou B, ou mesmo ao longo de microfraturas cicatrizadas.

FIGURA 73 - Inclusões aquosas com fase líquida pre dominante (Tipo A) isoladas (talvez primárias) em esfalerita de quartzo greisen. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra ESC-16-X).

FIGURA 74 - Inclusão aquosa portadora de um mineral opaco (Tipo B) de hábito hexagonal ao lado de uma aquosa (Tipo A) em quartzo de topázio greisen. Foto micrografia em nicóis paralelos (Amostra C-763 R).

FIGURA 75 - Aspecto geral do modo de ocorrência das inclusões dos tipos B e D em quartzo de topázio greisen. Nota-se que ambos os tipos ocorrem separados e orientados ao longo de microfraturas cicatrizadas. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Am. C-763R).

FIGURA 76 - Inclusões aquo-carbônica (Tipo D) e aquosa portadora de mineral hexagonal (Tipo B) em quartzo de topázio greisen. Fotomicrografia em nicóis paralelos (Amostra C-763R).

As inclusões aquosas do Tipo A e as metaestáveis predominam em todas as amostras estudadas, exceto no caso do topázio greisen onde as inclusões aquo-carbônicas (Tipo D) e as aquosas com minerais opacos (Tipo B) são as mais abundantes.

As inclusões aquo-carbônicas (Tipo D) também podem ser encontradas esporadicamente no sericita-quartzo greisen juntamente com as do Tipo A e C.

3 Microtermometria das Inclusões Fluidas

- Inclusões dos Tipos A e B

As temperaturas de fusão do gelo (Tfg) das inclusões do Tipo A encontram-se amplamente distribuídas num intervalo de -1 a -23°C no caso do sericita-quartzo greisen, ao passo que no veio de quartzo concentram-se preferencialmente entre -2 e -12°C (Fig. 77).

As inclusões do Tipo B, características do topázio greisen, apresentam suas temperaturas de fusão do gelo num estreito intervalo de -20 a -24°C (Fig. 77).

Como já mencionado anteriormente, a temperatura de fusão da última fase sólida (gelo, hidratos, minerais de saturação) na presença de vapor é função da salinidade e da pressão de vapor em inclusões aquosas (Crawford 1981).

Portanto, com base nos dados acima expostos, os fluidos aquosos das inclusões do Tipo A revelam salinidades variáveis (4,6 a 24,2 eq.% NaCl), enquanto que os relacionados às do Tipo B caracterizam-se por serem moderadamente salinos (16,6 a 25,1 eq.% NaCl).

A presença sistemática de minerais opacos nas inclusões do Tipo B e com razões volumétricas relativamente constantes sugere que possam ter sido precipitados originalmente a partir do próprio fluido da inclusão após seu aprisionamento, sendo portanto classificados como minerais de saturação. No entanto, a sua não dissolução até a crepitação da inclusão, além da possível diversidade nos tipos de opacos presentes (que se pode observar pelos diversos hábitos), favorece a idéia da saturação prévia do fluido original nestas fases, que posteriormente seriam acidentalmente aprisionadas nas inclusões.

Apesar das dificuldades ópticas em determinar precisamente o

aparecimento da primeira fração líquida após o congelamento do conteúdo fluido das inclusões aquosas dos Tipos A e B, foi possível concluir que esta se forma a temperaturas ligeiramente abaixo do ponto eutético do sistema $H_2O-NaCl$ ($T_e = -21,1^\circ C$) ao qual estes fluidos pertencem. Nestes casos, a temperatura do ponto eutético do sistema $H_2O-NaCl$ parece situar-se entre -27 e $-22^\circ C$, indicando que além do Na , outros íons devem estar presentes, notadamente o K^+ (Crawford 1981).

No entanto, supõe-se que o Ca^{++} possa também fazer parte da composição destes fluidos, embora em quantidades subordinadas, pois explicaria os eutéticos registrados bem abaixo de $-23^\circ C$, que é considerado o eutético para misturas compostas somente de $NaCl$ e KCl (Crawford 1981).

A grande concentração das temperaturas de homogeneização (T_h) destas inclusões aquosas encontra-se no intervalo de 120 a $210^\circ C$ e mostram um maior pico de frequência em torno de 164 e $168^\circ C$ no sericita-quartzo greisen e 124 e $126^\circ C$ no veio de quartzo (Fig. 78).

No quartzo greisen apenas um número muito reduzido de inclusões fluidas do Tipo A foi estudado devido à expressiva abundância das inclusões monofásicas líquidas (Tipo C). Os dados são escassos e apenas revelam que tais inclusões homogeneizam-se entre 140 e $160^\circ C$.

A principal contribuição desta amostra, entretanto, foi na identificação de inclusões primárias do Tipo A em esfalerita, pois certamente devem conter amostras semelhantes ao fluido original que deu origem a este mineral. Sua microtermometria demonstra que são constituídas por fluidos aquosos pouco salinos (<5 eq.% $NaCl$) e de temperatura baixa (120 a $130^\circ C$).

No topázio greisen as homogeneizações das inclusões do Tipo B ocorrem dentro de um estreito intervalo, isto é, de 120 a $156^\circ C$, sendo consideradas parciais, uma vez que os opacos não se dissolvem até a crepitação destas inclusões que se inicia a partir de $220^\circ C$ (Fig. 79).

- Inclusões do Tipo D

Nas inclusões aquo-carbônicas presentes no topázio greisen nota-se que as temperaturas de fusão do CO_2 ($T_f CO_2$) encontram-se

FIGURA 77 - Histogramas da temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) de inclusões dos Tipos A e B.

FIGURA 78 - Histogramas da temperatura de homogeneização (T_h) de inclusões do Tipo A em sericita-quartz greisen, quartz greisen e veio de quartz.

sempre abaixo do valor considerado para um sistema composto por CO_2 puro, ou seja, $-56,6^\circ\text{C}$ (Fig. 79). Este fato implica na presença de substâncias, além do CO_2 , mas que certamente estariam em quantidades muito subordinadas.

Swanenberg (1979), por exemplo, demonstra que depressões da TfCO_2 da ordem de -1°C abaixo de $-56,6^\circ\text{C}$ poderiam corresponder a uma quantidade máxima de CH_4 dissolvida na fase carbônica da inclusão de aproximadamente 7,5 mol %.

Dessa forma, mesmo não se tendo uma idéia dos tipos de espécies dissolvidas na fase carbônica das inclusões do Tipo D estudadas, considera-se razoável assumir que sejam constituídas apenas por H_2O e CO_2 , pois esta hipótese não viria a alterar interpretações posteriores.

Adicionalmente, estas inclusões apresentam evidências de formação de clatratos de gases, pois a fase carbônica (a bolha) ainda permanece deformada mesmo após a fusão completa do gelo. Estes clatratos fundem-se a temperaturas entre $6,3$ e $8,9^\circ\text{C}$ e muito provavelmente devam ser a espécie $\text{CO}_{2,50}/4\text{H}_2\text{O}$. Estas temperaturas quando traduzidas em salinidades da fase aquosa destas inclusões produzem valores de 2 a 8 eq.% NaCl (Collins 1979).

A partir das temperatura de homogeneização do CO_2 (ThCO_2) (Figura 79) e da razão entre o volume ocupado pelas fases fluidas (estimado visualmente) e o volume total da cavidade, foi possível determinar o conteúdo de CO_2 e a densidade destas inclusões do Tipo D. De acordo com este procedimento o conteúdo de CO_2 varia de 7,5 a 26,0 mol% e a densidade destes fluidos aquo-carbônicos de 0,92 a 0,96 g/cm^3 .

No sericita-quartzo greisen apenas algumas inclusões apresentam CO_2 em quantidades suficientes para mostrar uma fase carbônica distinta à temperatura ambiente (Fig. 80). Logo, acredita-se que as inclusões do Tipo A presentes nesta amostra também possuam CO_2 dissolvido na sua parte vapor, mas em quantidades muito subordinadas.

FIGURA 79- a) Inclusões dos tipos A e B orientadas ao longo de microfraturas cicatrizadas em quartzo de topázio greisen; b) e c) histogramas da temperatura de fusão do CO₂ (Tf CO₂) e homogeneização (Th CO₂) de inclusões do tipo D em topázio greisen; d) histograma de temperatura de homogeneização e decrepitação de inclusões dos tipos B e D em topázio greisen.

FIGURA 80 - Coexistência de inclusões dos Tipos A e D em sericita-quartzo greisen.

A partir da única inclusão do Tipo D passível de estudo nesta amostra chegou-se às seguintes conclusões:

- a) conteúdo máximo de CO_2 = 10 mol%;
- b) densidade do fluido aquo-carbônico = 0,78 g/cm³.

4 Discussão dos Resultados

Este estudo preliminar de inclusões fluidas em quartzo de alguns tipos de greisens e de um veio, permitiu estabelecer algumas características dos fluidos que possivelmente possam ser responsáveis pela greisenização.

A princípio, dois tipos de fluidos podem ser distinguidos:

- a) um fluido composto principalmente por H_2O e CO_2 , denominado aquo-carbônico;
- b) um fluido aquoso de salinidade moderada a baixa, contendo além de NaCl, quantidades subordinadas de KCl e CaCl_2 .

No diagrama Th x salinidade (Alderton & Rankin 1983) (Fig. 81) pode-se observar que todas as inclusões plotadas encontram-se dentro de um intervalo estreito de temperatura (130 a 260°C), no entanto, mostram uma variação considerável de salinidade (3 a 24 eq.% NaCl).

Devido à falta de parâmetros para se definir uma cronologia relativa destes fluidos através da petrografia das inclusões,

LEGENDA

- - veio de quartzo
- - topázio greisen
- x - sericita-quartzo greisen

FIGURA 81 - Relação entre a temperatura de homogeneização (T_h) versus salinidade de inclusões dos tipos A e B estudadas em sericita-quartzo greisen, topázio greisen, quartzo greisen e veio de quartzo. As curvas A e B representam, respectivamente, a curva crítica e a de saturação em halita do sistema $H_2O-NaCl$. As curvas tracejadas e numeradas são de isodensidade (g/cm^3) (Alderton & Rankin 1983).

deve-se enfatizar que a hipótese considerada a seguir, para explicar os fatos observados, baseia-se principalmente na comparação de trabalhos similares disponíveis na literatura (Charoy 1979b, Rankin & Alderton 1982, Alderton & Rankin 1983).

É possível conceber como hipótese que os fluidos aquo-carbônicos e os aquosos de salinidade moderada (24 eq.% NaCl), associados ao topázio greisen, sejam mais primários e possivelmente até representantes de fluidos magmáticos liberados após a consolidação do plutão granítico, trazendo consigo um certo conteúdo em metais.

No entanto, os fluidos do sericita-quartzo greisen, que muito provavelmente também devem ter filiação magmática, já se encontram mais diluídos e com salinidade mais baixa devido à mistura progressiva com águas meteóricas de menores temperaturas provenientes do sistema convectivo instalado pelo Plutão Mandira.

Este fluido sofre também, frente à ação de águas meteóricas, um decréscimo considerável no teor de CO_2 (teor máximo de 10 mol%), que originalmente deveria ser mais expressivo. Um valor mínimo para o conteúdo original pode ser fornecido pelos fluidos aquo-carbônicos de topázio greisen que possuem em torno de 26 mol % de CO_2 .

Termos mais diluídos em salinidade e conteúdo em CO_2 destes fluidos aquosos são encontrados no veio de quartzo (F1-20,00m), onde a contribuição de água meteórica deve ter sido intensa, ou mesmo a única responsável pela sua formação.

Este processo de mistura, diluição e abaixamento da temperatura vem explicar a grande variação de salinidade das inclusões fluidas aquosas no diagrama Th x salinidade (Fig. 81).

Além de agir de forma significativa na greisenização, este processo possivelmente teve um papel importante na desestabilização e precipitação do conteúdo metálico dos fluidos, como por exemplo, na formação da esfalerita a temperaturas mínimas de 120 a 130°C.

As isócoras dos fluidos aquo-carbônicos definidos nas amostras de greisens e no veio de quartzo estudados contribuem para que se possa obter uma ordem de grandeza das condições P e T nas quais os processos greisenizantes atuaram.

Um limite superior de 350°C e 1 kb foi estabelecido pela

intersecção da isócora dos fluidos aquo-carbônicos ($0,75 \text{ g/cm}^3$) com os aquosos (10 g/cm^3) de salinidade moderada (aproximadamente 25 eq.% NaCl) do sericita-quartz greisen (Fig. 82).

O limite inferior, portanto, deve ser dado pelas próprias temperaturas de homogeneização das inclusões aquosas que se concentram preferencialmente em torno de 164 a 168°C a pressões bem mais inferiores (Fig. 82).

Os fluidos aquo-carbônicos de possível filiação magmática associados ao topázio greisen devem ter se formado a temperaturas e pressões bem mais altas, embora não se tenha obtido parâmetros para a definição de uma possível ordem de grandeza.

Finalmente, estes dados de P e T devem ser considerados com grande cautela, pois foram obtidos a partir de isócoras extrapoladas dos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ para as condições de interesse. Apenas com um estudo mais detalhado e um levantamento maior de dados esta ordem de grandeza será melhor definida, ou mesmo corroborada.

FIGURA 82 - Isócoras fluidas aquosas de salinidade variada e aquo-carbônicas são plotadas em diagrama P-T. De forma tentativa, define-se as condições máximas dos processos greisenizantes ($T = 350^{\circ}C$ e $P = 1Kb$), assim como uma possível evolução de fluidos aquo-carbônicos para fluidos aquosos.

CAPÍTULO 8

PETROGENESE

1 Introdução

O estudo petrogenético do Maciço Granítico Mandira foi elaborado com base na petrografia sistemática de aproximadamente duas centenas de amostras representativas das várias unidades litológicas obtidas em superfície, escavações e testemunhos de sondagem, bem como nas feições de campo observadas (principalmente associações, forma de ocorrência e relações com as encaixantes). Utilizou-se também petroquímica e termobarometria de inclusões fluidas.

Os resultados obtidos no decorrer dos trabalhos foram constantemente analisados à luz dos conhecimentos já adquiridos, procurando-se estabelecer, sempre que possível, comparações e correlações entre o Granito Mandira e outros granitos semelhantes, estudados em várias partes do mundo.

A utilização adequada destas ferramentas forneceu os meios para a elaboração deste capítulo.

Primeiramente será apresentado um breve retrospecto acerca das características de cada uma das unidades que constituem o maciço, excetuando-se as rochas produzidas por alterações tardi a pós-magmáticas.

As unidades γA e γM são constituídas por rochas que pertencem ao campo 2 do diagrama QAP da IUGS (1973). São mesopertita granitos, caracteristicamente do tipo "hypersolvus" de Tuttle & Bowen (1958).

A unidade A apresenta granulação grossa e textura ígnea bem preservada. É a unidade menos afetada pelos processos tardi a pós-magmáticos e a julgar pelas duas amostras analisadas, devem apresentar teores de SiO_2 inferiores aos das rochas de γM . Assim, seus índices de diferenciação (Tab. 18), bem como suas localizações no "trend" de diferenciação de Turekian & Wedepohl

(1961), apud El Bouseily & El Sokkary (1975) (Fig. 67) justificam um menor grau de diferenciação e por isso maior antiguidade. Esta situação é comprovada no campo pelo contato intrusivo de um "stock" de YM1 com o corpo de YA situado na porção mais meridional do Maciço. Finalmente, a comparação entre a unidade A (mesopertita granito com ferro-hastingsita) e os hastingsita granitos dos complexos de granitos jovens da Nigéria (Bowden & Turner 1974) também sugere que a unidade YA seja a mais antiga.

A unidade YM apresenta feições texturais intermediárias entre YA e YM1 e exibe apenas evidência de albitização precoce (Pollard 1983), comum mas pouco intensa. Os "stocks" de YM1 localizados nas porções marginais do plúton YM, parecem cortar parte deste último, sugerindo que são posteriores.

A maior parte dos exemplares de YM1 se classifica no campo dos granitos 3A (IUGS 1973), do tipo "subsolvus" (Tuttle & Bowen 1958).

2 Processos de Alteração Tardi a Pós-magmáticos e Mineralizações Associadas

Todo o maciço granítico foi afetado em graus bastante variados por processos tardi a pós-magmáticos, destacando-se entre eles o metassomatismo sódico precoce (albitização precoce). A máxima albitização teria ocorrido na região do Alvo 8 (localizada num corpo de YM1) observando-se aqui toda gradação de zonas mais até menos albitizadas (as mais distantes do alvo).

As regiões do Alvo 8 e do Alvo 13 foram as mais atingidas por processos de alteração tardi a pós-magmáticos, como metassomatismo potássico, greisenização, carbonatação, quartzificação (formação de veios de quartzo estéreis) e cloritização.

A figura 83 ilustra aspectos texturais e mineralógicos das amostras do furo vertical 03, que perfurou o granito YM1 por 90m. Ao espaçamento médio de 3m grandes variações no tipo petrográfico, textura, granulação e mineralização são observados.

2.1 Feldspatização sódica

Arrolam-se abaixo várias feições distintivas:

FIGURA 83 - Pranchas exibindo variações texturais e mineralógicas das rochas graníticas e das rochas alteradas por processos tardi a pós-magmáticos (furo de son_ da 03 - amostras submetidas a ensaio de coloração sele_ tiva para feldspato potássico-amarelo), conforme legen_ da abaixo.

Classificação Petrográfica

- A.1 granito 3A
- A.2 mesopetita granito
- A.3 granito pórfito
- A.4 granito albitizado
- A.5 granito greisenizado
- A.6 metassomatito quartzo-feldspático
- A.7 greisen

Textura

- B.1 eqüigranular
- B.2 ineqüigranular afírica
- B.3 porfirítica
- B.4 granofírica
- B.5 cataclástica
- B.6 heterogranoblástica

Granulação predominante

- C.1 fina
- C.2 média

Minerais de minério associados

- D.1 galena
- D.2 esfalerita

(*) amostra com análise petrográfica

8,82m (A1B1C2)

12,95m (A1B2C2)

15,10m (A1 B2 C2)

17,10m (A1B1C1)

18,70m (A1B1/4 C2 ✱)

20,22m (A1B2/4/5 C2 ✱)

21,40m (A1 B2 C2)

22,40m (A1B1C2)

23,20m (A1B1C2)

24,22m (A1B1C2)

27,85m (A1B2 C2 ✱)

30,85m (A1B2 C2 ✱)

32,30m (A2 B1C2)

32,95m (A4 B1C2)

34,20m (A1B1C2)

36,35m (A2 B1C1 ✱)

37,90m (A1B1C2)

40,85m (A1B1C2)

43.24m (A2 B2/4 C2 *)

47.35m (A2 B2 C2)

49.70m (A2 B2 C2 *)

51.60m (A2 B2 C2)

53.44m (A2 B2/4/5 C1 *)

54.98m (A2 B2 C2)

55.40m (A2 B2/4 C2 *)

55.65m (A2 B2 C2)

55.70m (A2 B2 C1)

55.80m (A2 B2 C1 *)

56.20m (A5 B6 C1 *)

58.20m (A5 B6 C1 *)

58.30m (A1/4 B1/4 C2 *)

59.00m (A5 B6 C1 *)

59.98m (A5 B6 C1 *)

61.60m (A7 B6 C1 D1 *)

62.60m (A1/4 B2 C2)

64.60m (A2 B2/4 C2 *)

66.90m (A6 B6 C1 D2 *)

67.08m (A4/5 B1 C1*)

67.35m (A4 B2 C2 *)

68.30m (A2 B2 C2)

68.80m (A2 B1 C2)

69.95m (A4 B2 C2 *)

70.35m (A6 B6 C1 D2 *)

71.90m (A6 B6 C1 D2 *)

73.25 -
73.90m (A3 B3 C1*)

74.02m (A2 B2 C1*)

74.20 -
74.35m (A2 B2 C1*)

76.75m (A6 B6 C1*)

77.15m (A1 B2/4 C2*)

77.78m (A2 B2/4 C2 *)

79.50m (A3 B3 C1*)

81.55m (A2 B2 C2)

83.30m (A2 B2/4 C2*)

83.90m (A2 B4 C1*)

88.65m (A2 B2 C2*)

- a) albitização do plagioclásio original (oligoclásio). A albita resultante é turva, salpicada por sericita e/ou carbonato, por vezes com clorita e/ou epidoto;
- b) aparecimento de pertitas de substituição no lugar das pertitas de exsolução (tipo "strings"), originando pertitas do tipo "patch" (estágio intermediário) até albita "chessboard" (tabuleiro de xadrez); neste caso a substituição da mesopertita por albita é completa;
- c) aparecimento de bordas de albita, irregulares e descontínuas, ao redor de cristais de mesopertita e/ou plagioclásio. Em caso particular formam-se as "swapped rims" de albita, no contato entre dois cristais de mesopertita;
- d) aparecimento de cristais de albita submilimétricos, isolados, com hábito tabular, caracterizados por grande limpidez. Ocorrem normalmente nas bordas dos cristais de mesopertita;
- e) aparecimento de finíssimos e abundantes cristais de albita tabulares, sem orientação preferencial, inclusos em mesopertita;
- f) diminuição no teor de quartzo, o qual é parcialmente substituído por albita neoformada.

2.2 Greisenização

O início da greisenização é evidenciado pelas seguintes feições:

- a) inúmeras inclusões de palhetas de sericita (por vezes acompanhada de turingita) em cristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio (Fig. 84);
- b) aumento no teor de quartzo;
- c) aparecimento (ou aumento) de esfalerita;
- d) aumento no teor de fluorita.

A medida que o processo vai avançando as feições citadas vão se intensificando.

Localmente ocorre concentração anômala de sulfetos (galena, esfalerita e calcopirita). A galena ocorre principalmente preenchendo vênulas de espessura submilimétrica a milimétrica.

A amostra ESC. 16-H foi estudada em detalhe, com o objetivo de pormenorizar as modificações químicas, mineralógicas e texturais que teriam ocorrido em Mandira durante os processos que levam eventualmente à greisenização.

Desta amostra, corada seletivamente para feldspato potássico (amarelo) e mostrando assim nitidamente o contato entre granito e greisen (Fig. 85) recolheram-se sete amostras para seções delgadas sucessivas e três outras para análises químicas; zona I - granito, zonas II e III - greisen.

Os resultados químicos e petrográficos estão apresentados na figura 86 e na tabela 23 e são aqui descritos.

Até a brusca transição 3a - 3b, o granito levemente albitizado e possivelmente potassificado se enriquece ainda mais de microclínio (até 46%). A alguns milímetros da linha de transição aumenta o teor de quartzo e os feldspatos estão levemente sericitizados. Atravessando-se esta linha, praticamente desaparecem os feldspatos potássicos, quase inteiramente sericitizados, recristaliza-se alguma albita e o quartzo aumenta em volume, com supercrescimento e recristalizações. Biotita, clorita (turingita) e sulfetos são as principais neocristalizações nas zonas greisenizadas desta amostra. Em outros exemplares coletados verifica-se que em estágio ainda mais avançado os feldspatos originais desaparecem totalmente, cedendo lugar a agregados de sericita (liti-nífera?), turingita, aparecendo minerais como fluorita, topázio, espessartita etc.

Os resultados químicos (Fig. 86) estão em acordo geral com as observações microscópicas, notando-se através da transição um aumento brusco nos valores de SiO_2 e FeO e diminuição no de K_2O . Os elementos traços Sn, Li, Cu, Pb, Fe e Zn também se concentram na rocha greisenizada, embora em teores aquém dos esperados pela mineralogia observada.

Outro aspecto interessante do estudo desta amostra é a constatação da existência de feldspatização sódica e possivelmente potássica em frentes de albitização e feldspatização potássica relacionados à formação do greisen.

2.3 Feldspatização potássica

Como os outros processos já descritos, também este ocorre em vários estágios. Primeiramente se manifesta por algumas vênulas

FIGURA 84 - Aspecto textural de granito ligeiramente greisenizado. Notar presença de inclusões de sericita em cristais de feldspato (direita da foto). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra F3 - 55,80 m).

FIGURA 85 - Amostra ESC-16-H submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspato potássico, mostrando as zonas I, II e III, submetidas à análise química, bem como as sete seções delgadas obtidas. Na parte greisenizada, feldspato potássico só é percebido em vênula.

FIGURA 86 - Variações químicas e mineralógicas ocorridas na greisenização (Amostra ESC-16-H).

TABELA 23 - Variações mineralógicas e texturais nas sete seções delgadas obtidas da amostra ESC-16-H.

SEÇÃO DELGADA	QZ	AB	FK	SE	BI	CL	AP	ZR	TI	AL	MT	SF	SU	OP	OBSERVAÇÕES	PROCESSOS TARDI A PÓS-MAGMÁTICOS
 ① QZ FK AB	34,8	7,4	54,6	tr	2,8	0,4	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	Textura granular hipidiomórfica. Ortoclásio perfitico turvo. Quartzo em grãos arredondados. Plagioclásio (An 5-10) pouco sericitizado e fraturado. Biotita parda parcialmente cloritizada, em placas isoladas ou agregadas. Apatita semi-dissolvida ou alterada. Vênulas raras com quartzo supercrescido e albitização de ortoclásio.	Albitização Feldspatização potássica
 ② BI FK AB	33,0	13,8	49,4	tr	3,8	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	Textura granular hipidiomórfica. Plagioclásio mais abundante mostra-se por vezes microfraturado, com fraturas impregnadas por óxidos/hidróxidos de ferro. Vênula feldspática (ortoclásio turvo) anterior a vênula quartzosa e albítica.	Albitização Feldspatização potássica
 ③ AB	40,3	11,0	46,4	tr	2,0	0,3	?	tr	tr	tr	tr	-	-	-	Textura granular hipidiomórfica. Maior número de vênulas quartzosas e albíticas. Nas proximidades do contato com a porção 3b ortoclásio acha-se levemente sericitizado e plagioclásio pode estar reduzido a mosaico de microcristais com óxidos/hidróxidos de ferro e sericita.	Albitização Feldspatização potássica
TRANSIÇÃO																
 ④ AB SF	54,2	9,0	1,3	29,1	5,3	0,5	tr	tr	tr	tr	0,1	0,3	0,2	-	Textura heterogranoblástica. Forte sericitização e quartização de ortoclásio. Plagioclásio albitizado (An 0-5) em mosaico de cristais sericitizados. Quartzo mais abundante e exibindo supercrescimento ocorre em agregados de cristais com contatos em sutura. Esfalerita e sulfetos opacos aparecem pela primeira vez.	Greisenização Albitização
 ⑤ QZ SE	50,8	9,2	0,4	29,5	9,8	tr	-	tr	tr	tr	tr	0,2	0,1	-	Textura heterogranoblástica. Ortoclásio quase todo sericitizado. Plagioclásio albitizado (An 0-5) ocorre no interior das zonas sericitíticas ou em núcleos recrystalizados. Quartzo em agregados de grãos suturados e, ainda, com aspecto de quartzo reliquiar supercrescido e invadindo áreas feldspáticas (neste caso pode exibir estranha geminação). Feldspato potássico recrystalizado é microclínio.	Greisenização Albitização
 ⑥ AB	46,7	11,6	0,4	25,4	15,4	0,2	-	tr	tr	tr	tr	0,2	0,1	-	Textura heterogranoblástica. Feldspatos geralmente destruídos por sericitização e quartização ou reconstituídos em mosaicos (com sericita e quartzo). Alguns plagioclásios albitizados (An 0-5) e traços de microclínio. Biotita parda-verde, secundária, dispersa em massas saussuríticas ou em concentrações de microcristais. Quartzo arredondado granoblástico, é substitutivo e supercrescido.	Greisenização Albitização
 ⑦ BI	56,8	11,0	0,4	18,6	13,0	0,2	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	Textura heterogranoblástica. Aspectos mineralógicos similares à anterior	Greisenização Albitização
 ⑧ SF QZ AB SE	57,0	15,5	0,5	11,0	16,0	tr	-	tr	-	tr?	tr	tr	tr	-	Textura heterogranoblástica. Essencialmente agregados quartzosos grosseiros avançando por supercrescimento em massas granoblásticas com albite, sericita e biotita fina. "Sericita" recrystalizada e ligeiramente mais grosseira, tende a formar rosetas (mica litífera?). Biotita pardo-verde tende a concentrar-se em microcristais. Esfalerita associa-se aos agregados sericitíticos ou biotíticos.	Greisenização Albitização

Legenda: QZ = quartzo, AB = albite, BI = biotita, CL = clorita, AP = apatita, TI = titanita, LE = leucóxênio, AL = allanita, PI = piedmonita, MT = magnetita, IL = ilmenita, SF = esfalerita; SU OP = sulfetos opacos.

de adulária, com espessura submilimétrica a milimétrica, cortando granitos greisenizados ou greisens. Num estágio mais avançado a adulária passa a ser um dos principais constituintes da rocha, ao lado de quartzo e clorita ferrífera (turingita) (Fig. 87). Concentrações de turingita encontram-se sempre associadas às rochas afetadas por microclinização tardia. Normalmente também estão presentes (em menor quantidade) albita, esfalerita, carbonato e zircão.

0 1,75 mm

Figura 87 - Aspecto textural de greisen afetado por processo de feldspatização potássica tardia. Notar a presença de adulária (1), quartzo (2) e turingita (3). Fotomicrografia em nicóis cruzados (Amostra ESC. 16-F).

2.4 Carbonatação

Este processo é normalmente associado a zonas de cataclase, e se expressa na forma de vênulas calcíticas de espessura submilimétrica a milimétrica e/ou cristais aciculares (pseudomorfos) ou, ainda, como calcita associada a outros minerais, pseudomorfosendo biotita verde a parda. Não parece ter relação obrigatória com os processos já mencionados, pois pode

ocorrer isolada ou associada a qualquer um deles. O único fator que parece realmente condicioná-la é o fraturamento.

As vênulas de carbonato podem se associar mica branca, mica verde clara ou quartzo.

Como as vênulas de calcita cortam as rochas, constituem certamente um evento posterior a todos os outros, e portanto de mais baixa temperatura.

2.5 Discussão acerca dos processos de alteração tardia a pós-magmáticos

A distribuição espacial dos processos tardi a pós-magmáticos acha-se esquematizada na figura 88 (Shcherba 1970, apud Charoy 1979a).

A sequência cronológica aceita pela maioria dos estudiosos no assunto (Korzhinskiy 1959, apud Beus & Zalashkova 1964, Shcherba 1970, Smirnov 1976, Pollard 1983) é a seguinte (Fig. 89):

- a) feldspatização potássica precoce;
- b) feldspatização sódica precoce;
- c) greisenização;
- d) feldspatização sódica tardia;
- e) feldspatização potássica tardia.

Esta sequência parece se adaptar bem ao Granito Mandira, pois está de acordo com as constatações feitas nesta pesquisa (associações de campo e petrografia). No entanto, (embora esta sequência seja a mais comum), deve-se registrar que na Província Nigeriana, Kinnaird et al. (1985a) sugerem uma outra sequência, qual seja:

- a) feldspatização sódica;
- b) feldspatização potássica;
- c) greisenização.

Isto não parece ter ocorrido em nenhuma outra província estanífera conhecida até o momento (Kinnaird et al. 1985a). Além disso, os granitos jovens da Nigéria são fortemente mineralizados em Sn, Nb, W, Zn e Cu, entre outros.

As feições características de feldspatização potássica

FIGURA 88 - Distribuição espacial dos processos tardi a pós-magmáticos em intrusões graníticas (Shcherba 1970).

FIGURA 89 - Modelo da seqüência cronológica dos processos tardi a pós-magmáticos em granitos, granitos greisenizados e greisens (exemplo do Casaquistão Central - Shcherba 1970).

precoces não foram encontradas nas rochas do Alvo 8 e nem mesmo em outras regiões do Granito Mandira. Esta constatação leva à formulação de algumas hipóteses:

- a) o nível crustal estudado (atual nível de erosão) estaria acima do nível onde se deu a feldspatização potássica precoce;
- b) o nível crustal estudado seria um nível de transição entre o processo de feldspatização potássica precoce e o de feldspatização sódica precoce, podendo ter ocorrido a superimposição dos outros processos. Além disso, por ser um nível de transição, a intensidade do processo de metassomatismo potássico precoce poderia ter sido baixa;
- c) o processo de feldspatização potássica precoce, como um todo, no Maciço, teria sido de fraca intensidade, ou mesmo, inexistente.

É importante salientar que, no caso estudado, freqüentemente feições indicativas dos processos de feldspatização sódica e/ou potássica e greisenização se confundem e se sobrepõem, apresentando, portanto, íntima relação espacial.

Na região do Alvo 13, embora em locais diferentes, foram constatados os processos de albitização precoce intensa (com as mesmas características já descritas para a região do Alvo 8) e greisenização. A greisenização ocorrida neste Alvo é mais localizada (restringindo-se a uns poucos afloramentos) e é caracterizada pela presença de topázio, ao lado de quartzo e mica branca, representando assim greisens no sentido mineralógico mais estrito.

Segundo Dall'Agnol (1980), a cristalização de fluorita ou topázio é condicionada fundamentalmente pela disponibilidade ou não do cálcio, havendo, no primeiro caso, formação de fluorita e no segundo, de topázio. Isto poderia explicar a ausência de topázio e presença de fluorita nos greisens do Alvo 8, formados em zonas de granito 3A e a presença de topázio na região do Alvo 13, cuja encaixante é um mesopertita granito pobre em cálcio.

No Alvo 13 ocorrem também muitos veios ou bolsões de quartzo segregados, freqüentemente com mineralizações de sulfetos (Pb, Zn e Cu). Provavelmente representam a fase mais silicosa (final) da

greisenização, pois apresentam a mesma textura dos sericita-quartzo greisen.

A alteração tardi a pós-magmática em maciços graníticos constitui importante processo concentrador de mineralizações. Foram encontradas concentrações consideráveis de sulfetos, principalmente esfalerita, galena e calcopirita, ao que tudo indica, relacionadas aos processos de greisenização e de metassomatismo potássico tardio, além de um hidrotermalismo posterior, uma vez que as rochas resultantes destes processos são portadoras preferenciais das mineralizações.

O resultado do estudo preliminar de inclusões fluidas (Cap. 7) permitiu distinguir dois tipos de fluidos relacionados aos processos tardi a pós-magmáticos e conseqüentemente, às mineralizações, a saber:

- a) um fluido composto principalmente por H_2O e CO_2 , denominado aquo-carbônico;
- b) um fluido aquoso de salinidade moderada a baixa contendo, além de NaCl, quantidades subordinadas de KCl e $CaCl_2$.

Supõe-se que os fluidos associados ao topázio greisen sejam primários e, liberados durante a consolidação da intrusão granítica YM, tragam consigo um certo conteúdo de metais. Já os fluidos encontrados no sericita-quartzo greisen, também de filiação magmática, estariam mais diluídos e com salinidade rebaixada por misturas progressivas com águas meteóricas a menores temperaturas. É também aceitável a idéia de que o magma, anidro, ao ascender à crosta superior, em zonas tectonicamente ativas, teria sofrido hidratação como resultado da interação com os fluidos da rocha encaixante a temperaturas metamórficas mais altas. Neste estágio dar-se-ia a alteração deutérica do granito. Finalmente com o granito resfriado e fraturado, a convecção hidrotermal seria iniciada, com o fluxo de água de formação (e posteriormente meteórica), percorrendo as fraturas. A quantidade de fluidos aquosos circulantes dependeria principalmente da permeabilidade e do gradiente de temperatura, cessando a convecção quando todas as fraturas se fechassem por precipitação mineral (Plant et al. 1985). O modelo acima descrito é essencialmente de Plant et al. 1983 para granitos subalcalinos (Fig. 90).

ÁGUA

METEÓRICA:

→ QUENTE

→ FRIA

METAMÓRFICA:

→

FIGURA 90 - Modelo petrogenético das mineralizações tipo Sn-U associadas a granitos subalcalinos.

A contribuição de águas meteóricas em maciços graníticos foi identificada por Taylor (1977), utilizando as variações dos isótopos do oxigênio e do hidrogênio nas rochas e, desde então, vários pesquisadores vêm provando sua importância, principalmente no "ciclo hidrotermal" que ocorre durante a intrusão de um magma quente, envolvendo a lixiviação da rocha encaixante e a absorção de água mineralizada para o interior do magma, seguida pela sua explosão como fluido carregado de substâncias de minério (Pitcher 1987).

Na formação de veios de quartzo, a água meteórica deve ter tido uma contribuição ainda mais ponderável, podendo mesmo ter

sido o veículo exclusivo na sua formação.

Além de significativo para a greisenização, este processo possivelmente teve um papel importante na desestabilização e precipitação do conteúdo metálico dos fluidos, particularmente durante a formação da esfalerita.

Nos estudos realizados em seções polidas observaram-se principalmente as paragêneses esfalerita-galena-calcopirita e esfalerita-galena. Feições indicativas de desequilíbrio são bastante comuns, (por exemplo, galena substituindo esfalerita), explicáveis pelo reativamento de um processo hidrotermal tardio com forte contribuição de água meteórica e responsável pela remobilização de galena e calcopirita.

A formação de bornita, calcocita e covelita (às custas de calcopirita), minerais geralmente supérgenos, poderia se relacionar ao mesmo hidrotermalismo, em sua fase final, ou mesmo a um simples processo de intemperismo químico.

A descoberta de alguns minerais portadores de terras raras (principalmente La e Ce - Figs. 50, 51 e 52) constitui um fato significativo, na medida em que alerta para a possibilidade de sua ocorrência em jazimentos correlatos.

O estudo realizado no Maciço Mandira possibilitou a identificação de alguns fatores como condicionadores das mineralizações:

- a) dimensão do "stock" $\gamma M1$ do Alvo 8. Por apresentar, entre os corpos $\gamma M1$, a menor área aflorante, pressupõe-se também que era o mais profundo deles, e portanto o menos afetado pela erosão atual (Fig. 91). Constituiria uma região apical e/ou apófise de plutão granítico, normalmente sítio de mineralizações (Fig. 88). Provavelmente a região greisenizada do Alvo 13 também foi pouco arrasada;
- b) falhamento de direção aproximada N40W, onde se encaixa o Rio Itapitanguí;
- c) presença de rochas supracrustais bastante permeáveis (xistos do Complexo Turvo-Cajati) que permitiriam a circulação de fluidos. Possivelmente também a proximidade do contato entre esta sequência e os migmatitos do Complexo Costeiro (rochas com graus de permeabilidade

FIGURA 91- Geologia e topografia atuais do Maciço Granítico Mandira.

diferentes).

O conjunto destes fatores explicaria a presença dos greisens, restritos ao corpo $\gamma M1$ do Alvo 8 e ao Alvo 13. Explicaria também o hidrotermalismo que afetou as porções de γM restritas às proximidades do Vale do Rio Itapitanguí.

3 Discussão acerca da Petrogênese de Granitos

As características petrográficas e litoquímicas do Granito Mandira permitem enquadrá-lo no grupo dos granitos peralcalinos, pertencentes ao tipo A (White 1979 apud Pitcher 1982, Clemens et al. 1986).

Os granitos Tipo A são característicos de ambientes tectônicos extensionais, provavelmente resultantes de um efeito de relaxamento pós-colisional que geraria riftes tracionais, permitindo a intrusão de magmas alcalinos (Pitcher 1982). Na mesma linha de raciocínio, Collins et al. (1982) acreditam que todos os granitos tipo A representam intrusões tardias no ciclo magmático, gerados por fusão parcial de um embasamento cristalino (granulitos) a altas temperaturas e na ausência de vapor de água, originando um magma relativamente anidro, de baixa viscosidade, contendo F e, possivelmente, Cl. Isso permite aos cátions de alta valência formarem estruturas estáveis de alta coordenação. Estes autores também afirmam que os granitos tipo A são comumente relacionados com regimes tensionais em blocos continentais.

A excepcional fluidez dos granitos anidros tipo A e a redistribuição de elementos nos estágios tardi-magmáticos pode ser atribuída, durante a fusão, ao enriquecimento em flúor (Pitcher 1987).

Note-se também que fluor e boro mais que a água são eficientes no abaixamento da temperatura do solidus (Bailey 1977, Manning & Pichavant 1983).

Estudos experimentais e teóricos mostram que os magmas que originam os granitos alcalinos chegam sob a forma de diápiros no limite entre as zonas plástica e rígida da superfície terrestre. Supõe-se, desta forma, que eles provêm de regiões inferiores, que tanto pode ser a crosta inferior, como o manto

litosférico ou mesmo a astenosfera (Bonin 1982).

O ambiente geológico das províncias alcalinas demonstra que sua localização não se dá ao acaso, mas é controlada por descontinuidades estruturais na litosfera, cuja idade e espessura determinam, em grande extensão, seu grau de alcalinidade e saturação em sílica. As províncias supersaturadas são relacionadas a sistemas de falhas transcorrentes em regime de distensão, onde a litosfera é relativamente fina, mesmo em cinturões móveis recentemente estabilizados, ou numa região de estiramento crustal relacionada à fragmentação continental. Além disso, o magmatismo alcalino frequentemente se repete depois de um longo período de tempo, numa mesma região (Black et al. 1985).

Estas observações são difíceis de conciliar com a hipótese de plumas mantélicas de Morgan (1972) (apud Black et al. op.cit.).

Segundo Black et al. (op.cit) o abaixamento da pressão confinante num ambiente distensivo favorece o transporte dos voláteis constituindo-se na maior causa de fusão parcial. Assim, de acordo com estes autores, o domeamento que frequentemente acompanha o magmatismo alcalino não é a causa, mas o resultado da mudança de densidade que acompanha a formação de fusões (Lameyre et al. 1984).

Para a petrogênese da suíte sienito-granito peralcalino do Labrador (Collerson 1982) supõe-se a existência de um magma básico de derivação mantélica que, ao chegar na crosta inferior, sofre cristalização fracionada. Como resultado da formação de cumulos, é liberado o calor latente de cristalização o que provoca fusão parcial da crosta inferior (fácies granulito). Parte deste magma se diferencia na crosta intermediária a superior e um "trend" peralcalino é produzido. Este modelo é utilizado também para explicar a petrogênese do Batólito Pikes Peak no Colorado (Barker et al. 1975). Segundo Collerson (1982), no caso de Labrador, o magma básico daria origem a uma intrusão estratificada, básica a intermediária, associada espacial e temporalmente aos granitos. Seus membros gabróicos se caracterizam por uma alta concentração de biotita, interpretada como contaminação de material crustal.

Para Taylor et al. (1980), as principais características do complexo ígneo de Topsails (ambiente pós-tectônico ou anorogênico, presença de magma basáltico, enriquecimento em cátions gran-

des de alta valência e metassomatismo pós-magmático) podem ser explicadas por um único modelo, similar ao proposto por Hildreth (1979) apud Taylor et al. (1980). Ele sugeriu que um magma basáltico ao ascender do manto, proporcionaria fusão crustal. O posicionamento por contraste de densidade e a espessura do líquido granítico resultante poderiam constituir fatores de resistência à penetração deste magma básico, que finalmente formaria raros corpos gabróicos encontrados somente em zonas periféricas aos centros graníticos (Taylor et al. op.cit.).

Magmas basálticos em ambientes de rifteamento continental tendem a ser enriquecidos em álcalis e CO_2 , derivados do manto (Bailey 1982). Desta forma, os voláteis que escapam desses magmas tendem a ser similarmente alcalinos e podem enriquecer a fusão granítica. Tuttle (1952) apud Luth et al. (1964) sugeriu que granitos "hypersolvus" representem magmas pobres em água e em vapores dissolvidos, formados em zonas profundas da crosta (a pressões de 4 a 10 kbar).

A associação comum de granitos "hypersolvus" e "subsolvus" em muitos complexos anorogênicos é interpretada por Martin & Bonin (1976) como o resultado de um influxo de fluidos aquosos em granitos "hypersolvus" quentes previamente cristalizados. Este aumento de PH_2O em relação a P total causa refusão do granito "hypersolvus", porque a temperatura do líquido (a $\text{PH}_2\text{O} = \text{P Total}$) é substancialmente menor que aquela do "solidus" sob condições anidras. A cristalização desta fusão produz granitos "subsolvus" não alcalinos. No entanto, uma explicação igualmente viável supõe que a suíte "subsolvus" se origine da mistura de uma fusão hidratada da crosta superior com uma fusão "hypersolvus" a temperatura mais alta, de modo que a suíte "subsolvus" represente o produto final da reação por fusão do terreno (Barker et al. 1975).

A primeira hipótese é defendida por Vidal et al. (1977) para os Complexos da Córsega e o Batólito de Cape Ann (Massachusetts) e também por Bonin et al. (1978) para o Granitóide de Evisa, onde, segundo esses autores, a fase "subsolvus" é enriquecida em Rb em relação ao K e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é baixa, o que torna a contaminação crustal improvável. Existe ainda uma correlação positiva entre Li, Rb e F, a fase tardia ("subsolvus"),

mais diferenciada e mais marcada pela fase fluida, é a mais enriquecida nesses elementos. A segunda hipótese é defendida por Collerson (1982) para a fase "subsolvus" do Labrador, e se fundamenta nas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas para esta fase; no entanto, ele não descarta outras hipóteses (inclusive a de Martin & Bonin 1976).

Harris & Marriner (1980) sugeriram que magmas ligeiramente alcalinos possam ser gerados por fusão parcial da crosta inferior, sob um alto fluxo de voláteis derivados do manto, que por cristalização fracionada na câmara magmática, e durante sua ascensão, deram origem a um granito peralcalino, rico em voláteis que cristalizou próximo à superfície (Granito Midian, Arábia Saudita). Segundo Harris & Marriner (op.cit) após a cristalização do granito peralcalino, um segundo magma foi gerado por decréscimo na pressão, permitindo que houvesse fusão parcial em profundidade, resultando numa intrusão circular de biotita granodiorito porfirítico dentro do granito peralcalino.

4 Evolução Petrogenética em Mandira

Para entender a formação e a colocação tectônica do Granito Mandira, bem como de cada uma das suas unidades e ainda a presença do corpo gabróico, é possível extrair e adaptar partes dos vários modelos apresentados, de forma que o modelo proposto possa explicar a maior parte das feições petrográficas, petroquímicas e associações de campo do Maciço.

Desta forma, o modelo proposto supõe a existência de um magma básico juvenil, enriquecido em álcalis e CO_2 , que durante sua ascensão e cristalização provocaria a fusão parcial da crosta inferior granulítica (previamente enriquecida em voláteis alcalinos e em CO_2 provenientes do magma básico), por perda de calor latente de cristalização. Originar-se-ia um magma alcalino anidro, que sofreria diferenciação na câmara magmática e ao longo de sua ascensão, dando origem a um granito "hypersolvus", peralcalino, que cristalizaria próximo a superfície. Primeiramente introduziriam-se os corpos da unidade Acaraú (γA) e logo após, o corpo maior da unidade Mandira (γM), mais diferenciado. Provavelmente, à mesma época, ou pouco antes, teria se dado a cristalização do magma básico (que provocou a fusão parcial da

crosta inferior), a profundidades talvez um pouco maiores, originando um corpo de biotita gabro. Esta rocha, exposta em pequenos blocos esparsos contíguos à borda SW do maciço granítico, acha-se agora parcialmente uralitizada ou anfibolitizada e em contato encoberto com os granitos. Infelizmente, salvo por análises petrográficas (Tab. 1) nenhum outro dado pode ser obtido que auxiliasse no esclarecimento de suas relações, provavelmente cogenéticas com os granitos. Todavia a presença de biotita no gabro é aqui interpretada como sendo contaminação de material crustal, possivelmente por fusão parcial.

A hipótese de que os granitos de Mandira tenham se formado a partir de um magma anidro é reforçada pela análise do diagrama Q - Ab - Or (Fig. 92), onde amostras representativas dos mesmos foram comparadas com os ternários mínimos saturados em H_2O determinados por Tuttle & Bowen (1958) e Luth et al. (1964). Observa-se que os granitos de Mandira, acham-se próximos a $PH_2O = 0$, com P_{total} variando de 0,5 a 10 kbar. Afastam-se um pouco desta área algumas amostras de $\gamma M1$, especialmente duas, uma rica em Or (16-B) e outra muito pobre em Or (ESC-16F-I), essa apresenta-se levemente albitizada e greisenizada.

Entretanto, as características petrográficas e químicas da unidade $\gamma M1$ indicam uma relação cogenética com as demais unidades (γA e γM) ou seja, as três devem ser comagmáticas. Desta forma, as hipóteses mais plausíveis para a gênese de $\gamma M1$ são:

- (1) resultado da mistura do magma peralcalino "hypersolvus" a alta temperatura, com uma fusão radiogênica hidratada, da crosta superior;
- (2) resultado de um fluxo de fluidos aquosos em granitos "hypersolvus" quentes, previamente cristalizados.

Ambos os processos produziriam granitos "subsolvus". Na ausência de estudos isotópicos (principalmente quanto a razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$) em cada uma das unidades graníticas não é possível comprovar qualquer das duas hipóteses. Desta forma, as duas serão aqui defendidas, em modelos diferentes, depois de feitas algumas considerações químicas.

A razão K/Rb decresce durante a diferenciação magmática (Shaw 1968), o que se aplica muito bem às unidades γA e γM , mas

Y TERNÁRIOS MÍNIMOS $P_{tot} = P_{H_2O}$ (P, EM Kbar)

— TERNÁRIOS MÍNIMOS $P_{tot} = P_{H_2O} = 1 \text{ Kbar}$ (PARA TEORES DE An VARIÁVEIS)

▽ TERNÁRIOS MÍNIMOS $P_{H_2O} = 0$ (P, EM Kbar)

FIGURA 92 - Diagrama normativo quartzo- albíta- ortoclásio (Q-Ab-Or) dos granitos de Mandira com os ternários mínimos determinados experimentalmente por Tuttle & Bowen (1958), Luth et al. (1964) (Y), os ternários mínimos nos sistemas portadores de anortita (James & Hamilton 1969) (—) e os ternários mínimos anidros (Luth 1969, apud Barker et al. 1975) (▽).

não se aplica à unidade YM1, sugerindo que esta última não tenha se formado por diferenciação das duas outras unidades. Os índices de diferenciação (ID) muito variáveis para YM1 (Tab. 19) reforçam esta idéia.

Segundo De Paolo (1981) a assimilação da crosta cálcio-alcalina não afeta os elementos maiores de uma série magmática, exceto por um enriquecimento em K, incompatível com o fracionamento. As unidades YA e YM1 são ligeiramente mais enriquecidas em K_2O em relação a YM.

Enriquecimento em Rb e Ba e depleção em Sr são característicos de cristalização fracionada (McCarthy & Groves 1979). Nas rochas de Mandira, no entanto, não se verifica correlação positiva entre Rb e Ba. Os teores de Rb são semelhantes em todos os granitos e ligeiramente mais elevados nas rochas de YM1. Nas unidades YA e YM os teores de Sr são bastante baixos. Isso vem comprovar mais uma vez que YA e YM devem ter se formado por cristalização fracionada, mas YM1 não.

Estas considerações sobre o comportamento químico das diversas fases graníticas de Mandira leva à suposição de que a unidade YM1 tenha se formado antes de YM ou seja, durante a ascensão do "magma" YA "hypersolvus", a alta temperatura, parte dele teria se misturado à uma fusão radiogênica, hidratada da crosta superior, dando origem a fase "subsolvus" YM1. No entanto, a maior parte da fusão "hypersolvus" teria continuado sua ascensão, sem contaminação, originando os "stocks" de YA e, por diferenciação, o corpo maior de YM. As fusões "subsolvus" YM1 com densidade menor, por assimilação de fluidos das encaixantes, por efeito de alívio de pressão, se elevariam mais na crosta, terminando por se intrudir nos granitos "hypersolvus", o que poderia explicar seu caráter inequigranular marcante e sua granulometria mais fina.

Alternativamente, deve-se considerar a possibilidade de que durante a solidificação progressiva de YA, em ascensão, distúrbios tectônicos, teriam feito parte do magma se reintrudir em si mesmo (nas porções cristalizadas) produzindo centros separados de cristalização (McCarthy & Groves 1979). Estes centros de cristalização, localizados preferencialmente nas bordas do plutão receberiam o influxo de fluidos aquosos das encaixantes, de modo a sofrer refusão e subsequentemente

cristalização dos corpos de $\gamma M1$ ("subsolvus"). Daí em diante, os eventos ocorridos seriam os mesmos já descritos na argumentação da hipótese anterior.

A ausência de aparente deformação nas margens externas do Granito Mandira poderia ser explicada pela saturação em água do magma, após sua imobilização física por cristalização e pela baixa temperatura e pressão do ambiente durante sua colocação final. Magmas mais quentes e menos hidratados procedentes de zonas mais profundas são mais capazes de ascender a níveis crustais mais rasos. Plutões formados desta maneira tendem a ser tabulares (Bateman 1984), como é o caso do Granito Mandira.

5 Considerações sobre a Ambiência Tectônica

A hipótese da origem do Granito Mandira estar ligada a fusão parcial de granulitos empobrecidos é viável devido a sua proximidade geográfica com o Complexo Granulítico Serra Negra (Fig. 93).

Para Kaul (1984) os dados geocronológicos dos terrenos encaixantes dos granitos da Suíte Intrusiva Serra do Mar (Kaul et al. 1982b) mostram uma consolidação muito antiga, remontante ao Arqueano e Proterozóico Inferior, com remobilizações no Proterozóico Superior (por volta de 560 Ma). Segue-se daí que a granitogênese em causa, datada em 600-500 Ma, surgiu em terrenos de idade arqueana ou proterozóica inferior, cerca de 1.200 Ma após a cratonização do terreno (Kaul et al. 1982b).

Embora as idades Rb/Sr (isócronas de referência) até hoje obtidas para o Maciço Mandira variem de 600 a 500 Ma, deve-se ressaltar que foram analisadas pouquíssimas amostras até o presente (Kaul et al. 1982b e Kaul 1984).

Segundo relatório do IPT (1986b) o Granito Mandira, pelas suas características não poderia estar relacionado a qualquer evento orogênico, tendo que ser anterior ou posterior ao Ciclo Brasileiro.

Na hipótese aventada em IPT (1986a), na região do Vale do Ribeira, durante o Proterozóico Médio, prevaleceu uma tectônica rúptil, com elevação de isothermas, deposição de sedimentos imaturos, vulcanismo ácido-intermediário, intrusões graníticas e falhas transcorrentes, e enfaixando um evento termo-

Fonte: Koul & Teixeira 1982 (modificado)

FIGURA 93 - Mapa geológico simplificado da região sul-sudeste do Brasil.

tectônico de ativação. Neste contexto a intrusão do plutão Mandira teria ocorrido nesta época, em ambiente anorogênico. Porém, na presente pesquisa utiliza-se a concepção de Bonin et al. (1978), segundo a qual o magmatismo anorogênico, resultado de uma distensão crustal, pode vir logo após uma orogenia, como no caso da Córsega.

Situações similares ao Mandira parecem ocorrer no Escudo leste Antártico, e em Adrar des Ifora (próximo ao Cráton do Oeste Africano) onde granitos intrusivos tardi a pós-orogênicos foram datados em aproximadamente 500-550 Ma, estando provavelmente relacionados à orogenia Pan-Africana (Sheraton & Black 1988, Liégeois & Black 1987), correlacionável ao Evento Brasileiro. Porém a semelhança do que foi feito naqueles locais fazem-se necessários para o Granito Mandira, estudos isotópicos e datações (Rb-Sr e U-Pb) além de estudos regionais, abrangendo outros corpos graníticos e gnáissicos.

O Maciço Mandira está situado na borda de uma área tida como mais antiga, denominada de Maciço Mediano de Joinville, por Hasui et al. (1975), o qual corresponderia à continuidade, sob os sedimentos da Bacia do Paraná, do Cráton Rio de La Plata, de Almeida et al. (1973). Este mesmo maciço antigo foi denominado de Cráton Luís Alves por Kaul (1980). É ladeado por duas faixas de dobramentos tidas como mais novas, denominadas a norte Faixa Apiaí, e a sul Faixa Tijucas (Hasui et al. op. cit.) ou Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980).

A hipótese de que o Maciço Mandira esteja localizado na borda reativada do Cráton Rio de la Plata (Fragoso César 1980), junto ao Cinturão Ribeira, denominada de Maciço Marginal de Curitiba, que corresponde a um ambiente tectônico de relaxamento pós-colisional, segue a linha de raciocínio desenvolvida por Kaul et al. (1982b). Durante o Ciclo Brasileiro, o Cráton Rio de la Plata teria tido suas bordas regeneradas pela colisão do Cinturão D. Feliciano, em sua porção meridional (Fragoso César et al. 1982). Os granulitos de Luís Alves (Kaul 1980) ocorrem na borda sul reativada do Cráton Rio de la Plata, podendo, portanto, sua fusão parcial gerar os magmas formadores dos granitos. Como os granulitos Luís Alves são empobrecidos em Rb (Kaul & Teixeira 1982), sua fusão parcial

geraria magmas com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente baixas. Situação semelhante poderia ocorrer na borda setentrional, no maciço marginal de Curitiba com a possível colisão associada à Faixa Apiaí.

6 Resumo e Conclusões

Tendo em vista o exposto nos itens deste capítulo, é possível esquematizar a história petrogenética do granito Mandira da seguinte forma:

- 1) existência de um magma básico juvenil ascendendo do manto;
- 2) fusão parcial da crosta inferior (granulítica) pelo calor latente de cristalização deste magma básico, provocando a formação de um magma granítico anidro "hypersolvus"; o magma básico se cristaliza como gabro e aí cessa seu papel na petrogênese granítica;
- 3) intrusão dos "stocks" de YA;
- 4) formação da fase "subsolvus" (por um dos mecanismos apresentados no item 4 deste capítulo);
- 5) intrusão do plutão YM;
- 6) intrusão dos "stocks" YM1;
- 7) intrusão de diques e pequenos corpos irregulares de granito pórfiro cortando todas as unidades graníticas;
- 8) durante o "emplacement" do Granito Mandira teriam ocorrido processos de metassomatismo sódico precoce, greisenização e metassomatismo potássico tardio;
- 9) finalmente, o granito resfria e se fratura, a convecção hidrotermal é iniciada com o fluxo de água de formação e posteriormente meteórica através dos sistemas de fraturas provocando alterações hidrotermais localizadas (carbonatação, silicificação). Das fraturas a mais importante parece ter sido o falhamento N40W onde se encaixa o Rio Itapitanguí;
- 10) mineralizações de Sn parecem estar relacionadas à greisenização; Zn ao metassomatismo potássico tardio; e Zn, Cu e Pb ao hidrotermalismo de mais baixa temperatura.

Com base nas considerações de Plant et al. (1985) acerca

dos HHP (High Heat Production Granites) o Maciço Mandira pode ser incluído nesta classe de granitos, no grupo alcalino-subalcalino, com as seguintes características geoquímicas e tectônicas:

- . são granitos originados de magmas anidros, pois apresentam "emplacement" em níveis crustais elevados;
- . ocorrem em corpos discordantes, em ambientes pós-orogênicos ou anorogênicos, caracterizados por movimentos de blocos em falhas profundas;
- . apresentam alto grau de fracionamento;
- . são enriquecidos em elementos radioativos (K, Rb, Th, U);
- . apresentam conteúdo muito baixo em Sr, marcada anomalia negativa em Eu e moderado a forte enriquecimento em terras raras leves;
- . são granitos situados em zonas sismicamente ativas, que podem ter sido reativadas durante períodos de tectonismo, constituindo, desta forma, um mecanismo importante para os sistemas convectivos de fluidos associados aos granitos HHP e podendo acontecer até milhões de anos após o "emplacement" do granito;
- . presença comum de greisenização, feldspatização potássica e albitização, além de outros processos de alteração de mais baixa temperatura (sericitização, cloritização, hematitização).

Deve-se ressaltar que normalmente os granitos HHP são mineralizados em Sn e U, daí a importância na sua identificação.

Parece que as zonas apicais do Granito Mandira já foram em boa parte erodidas e com elas a mineralização de estanho associada. Argumento favorável a esta hipótese é a presença de cassiterita na Formação Pariquera-Açu e nos sedimentos de corrente coletados nas drenagens que cortam o Maciço (IPT 1982a, 1985).

No entanto o modelo aqui apresentado pode ser testado em outros corpos graníticos, contribuindo para a pesquisa das suas mineralizações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D.H.M. & RANKIN, A.H. 1983. The character and evolution of hydrothermal fluids associated with the kaolinized St. Austell granite, SW England. J. Geol. Soc. London, 140:297-309.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Eds) 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Edgard Blücher. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds) The ocean basins and margins. New York, Plenum. v.1, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. 1976. The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP, São Paulo, 7:45-80.
- BAILEY, D.K. 1982. Mantle metassomatism-continuing chemical change within the Earth. Nature, 269(8): 525-530.
- BAILEY, J.C. 1977. Fluorine in granite rocks and melts: a review. Chem. Geol., 19:1-42.
- BAKER, J.H. 1985. Rare earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. Mineral. Magaz., 49:107-115.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro - anorthosite - syenite - potassic granite suite. Prec. Res., 2:97-160.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48:43-55.
- BATEMAN, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitic magmas. Tectonophysics, 110:211-231.

- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (Eds) 1980. Glossary of geology. 2 ed. Falls Church, American Geological Institute.
- BATOLLA JR., F.; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. 1981. O pré-cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.94-108.
- BETTENCOURT, J.S.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO FILHO, L. 1987. Rondonian anorogenic granites and tin associated mineralizations. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. Excursion Guides. p. 49-87.
- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N.Y. 1964. Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. Inter. Geol.Rev., 6(4): 668-681.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMONINI, O.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. São Paulo, PR6-MINÉRIO/IPT. v.2.
- BLACK, R.; LAMEYRE, J.; BONIN, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. J. Afr. Earth Sci., 3(1/2):5-16.
- BOIN, M.N.; SILVA, J.R.B.; SILVA, R.B.; MELLO, I.S.C. 1982. Mineralizações polimetálicas hidrotermais associadas aos granitóides alcalinos de Mandira-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p.945-956.
- BONIN, B. 1982. Les granites des complexes annulaires. Orléans, BRGM. 183p.
- BONIN, B; GRELOU - ORSINI, C.; VIALETTE, Y. 1978. Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica) : A K-Li-Rb-Sr study. Contrib. Mineral. Petrol., 65 (4):425-432.
- BOTELHO, N.F. 1984. O Granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas. Brasília. 266p. (Dissertação de mestrado apresentada ao IG-UNB).

- BOWDEN, P. 1974. Oversaturated alkaline rocks: granites, pantellerites and comendites. In: SORENSEN, H. (Ed) The alkaline rocks. London, John Wiley. p. 109-123.
- BOWDEN, P. & KINNAIRD, J.A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes. Geol. Jb., B56:1-68.
- BOWDEN, P. & TURNER, D.C. 1974. Peralkaline and associated ring complexes in the Nigeria-Niger province, West Africa. In: SORENSEN, H. (Ed). The alkaline rocks. London, John Wiley. p.350-351.
- BOWDEN, P.; HUTCHINSON, J.; TURNER, D.C. 1976. Paleozoic and Mesozoic age trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. Nature, 259:297-299.
- BOWDEN, P.; BLACK, R.; MARTIN, R.F.; IKE, E.C.; KINNAIRD, J.A.; BATCHELOR, R.A. 1987. Niger - Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic midplate magmatism. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (Eds). Alkaline igneous rocks. Oxford. p. 357-379 (Geol. Soc. Spec. Publ., 30).
- CHAROY, B. 1975. Les phénomènes de greisenisation dans le district minéralisé de Penfeunteun (Massif de Saint-Renan, Massif armoricain): aspects pétrologiques, géochimiques et caractérisation génétique. Bulletin du B.R.G.M., section 2, (5):363-383.
- CHAROY, B. 1979a. Définition et importance des phénomènes deutériques et les fluides associés dans les granites, conséquences métallogéniques. Nancy, Annales de l'École Nacional Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de l'Université de Nancy et du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. 364p. (E.N.S.G. Sciences de la Terre, Mémoire 37).
- CHAROY, B. 1979b. Greisenization, minéralisation et fluides associés à Cligga Head, Cornwall (sud-ouest de l'Angleterre). Bull. Minéral., 102:633-641.
- CLEMENS, J.D; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R.. 1986. Origin of an

- A-type granite: experimental constraints. Amer. Mineralog., 71:317-324.
- COLLERSON, K.D. 1982. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. Contrib. Mineral. Petrol., 81:16-147.
- COLLINS, P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluids and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74:1435-1444.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A - type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80:189-200.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas do grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais...Curitiba, SBG. p.218-233.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.105-110.
- CORDANI, U.G.; GIRARDI, V.A.V.; GOMES, C.B.; LELLIS, H.S.; MELCHER, G.C.; MELFI, A.J. 1971. Geologia da Folha de Eldorado, S.P. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG. v.1, p.103-104.
- CRAWFORD, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds) Fluid inclusions: applications to petrology-short course. Min. Assoc. of Canada, 6:75-100.
- DALL'AGNOL, R. 1980. études sur les granites du type "rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardimagmatiques. France. (Thèse 3ème cycle - geologie regionale, structurale et appliquée. Travaux du Laboratoire de Geologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier).
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1963. Rock forming minerals.

- London, Longman. v. 2: chain silicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1975. An introduction to the rock forming minerals. London, Longman. 528p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. Rock forming minerals. 2 ed. London, Longman. v. 2A: single chain silicates.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1982. Rock forming minerals. 2 ed. London, Longman. v. 1A: orthosilicates.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation as fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., 53: 189-202.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., 16:207-219.
- FLEISCHER, M.; WILCOX, R.E.; MATZKO, J.J. 1984. Microscopic determination of the nonopaque minerals. Washington, United States Government Printing Office. 453p. (U.S. Geological Survey Bull. 1627).
- FORD, W.E. 1958. Dana's textbook of mineralogy. 4 ed. New York, John Wiley. 851p.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguai-sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.5,p.2879-2892.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr, E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul Americana) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.1,p.1-23.
- FREY, F.A.; HASKIN, M.A.; POETZ, J.A.; HASKIN, L.A. 1968. Rare earth abundances in some basic rocks. J. Geophys. Res., 73:6085-6098.
- GOMES, C.B., ARRUDA, M.R., BERENHOLC, M.; HIPÓLITO, R. 1975a. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira; parte 1: elementos maiores. An. Acad. bras. Ciênc., 47(1):113-

130.

- GOMES, C.B.; ARRUDA, M.R.; BERENHOLC, M.; HIPÓLITO, R. 1975b. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira; parte 2: elementos traços. An. Acad. bras. Ciênc., 47(3/4):459-476.
- GORAIEB, C.L.; OLIVEIRA, M.C.B.; MELLO, I.S.C.; SILVA, R.B. 1988. As mineralizações estano-tungsteníferas do Granito Correias (SP). In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, DNPM.p.154-172.
- HAAPALA, I. 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki Stok, a rapakivi-granite complex with greisen type mineralization in Southwestern Finland. Helsinki, Geol. Survey Finland. 128p. (Geological Survey of Finland, Bull. 286).
- HARKER, A. 1909. The natural history of igneous rocks. London, Methuen. 384p.
- HARRIS, N.B.W. & MARRINER, G.F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. Lithos, 13: 325-357.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Eds) O pré-cambriano do Brasil. São Paulo. Ed. Edgard Blücher. p.308-344.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6,p.2594-2608.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1980. Estruturas e tectônica do pré-cambriano de São Paulo e Paraná. An. Acad. bras. Ciênc., 52(1):61-76.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. Rev. Bras. Geoc., 5(4):257-267.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1981. O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA, F.F.M. de; 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, 1:500.000. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO. v.1, p.12-45.
- HEINRICH, E. Wm. 1965. Microscopic identification of minerals. New York, McGraw Hill. 414p.
- IMEOKPARIA, E.G. 1981. Ba/Rb and Rb/Sr ratios as indicator of magmatic fractionation, postmagmatic alteration and mineralization of the Afu Younger granite complex, Northern Nigeria. Geochem. J., 15: 209-219.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 1977. Geografia do Brasil: região sudeste. Rio de Janeiro. v.3.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1981. Avaliação preliminar das potencialidades minerais das rochas granitóides do Estado de São Paulo. São Paulo. v.3 (IPT. Relatório 15 982).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1982a. Avaliação das mineralizações de metais bases nos granitos Mandira; fase de semi-detálhe e Ariri; fase preliminar. São Paulo. v.1 (IPT. Relatório 16 697).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1982b. Definição de ocorrências e mineralizações hidrotermais de Zn, Pb, Cu nos granitóides Mandira e avaliação de suas potencialidades; fases de detalhe e semi-detálhe. São Paulo. v.1 (IPT. Relatório 17 699).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1984a. Definição de ocorrência de mineralizações polimetálicas nos granitóides Mandira; avaliação de suas potencialidades; fases de detalhe e semi-detálhe. São Paulo. v.1 (IPT. Relatório 20 187).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1984b. Projeto geoquímica regional, avaliação de anomalias. São Paulo. v.17 (IPT. Relatório 20 264).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). 1984c. Sensoriamento remoto aplicado ao estudo da potencialidade mineral de corpos graníticos do sul do Estado

de São Paulo. São Paulo. 98p. (IPT. Relatório 20 950).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT).
1985. Definição do potencial das mineralizações de cassiterita
e metais base no maciço granitóide Mandira. São Paulo. 359p.
(IPT. Relatório 22 711).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT).
1986a. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo.
67p. (IPT. Relatório 23 742).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT).
1986b. Definição de modelos petrogenéticos para os maciços
graníticos Mandira e Guaraú, SP. São Paulo. 3v. (IPT. Relató-
rio 24 337).

INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (IUGS). 1973. Plutonic
rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS
Subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes,
18:26-30.

ISSLER R.S.; BONOW, C.W.; MARINON, R.G.; TRAININI, D.R. 1980.
Perspectivas metalogenéticas de alguns maciços graníticos da
Folha SG-22 Curitiba. Min. Metal., 43(417):4-12.

JAMES, R.S. & HAMILTON, D.L. 1969. Phase relations in the system
 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapour
pressure. Contrib. Mineral. Petrol., 21:111-141.

JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1985. Avaliação das informações
disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. In:
SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas... São
Paulo, SBG. v.1, p.133-146.

JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS. 1974. Selected
powder diffraction data for minerals, data book. Swarthmore,
USA.

JUNG, J. & BROUSSE, R. 1959. Classification modale des roches
éruptives. Paris, Masson. 122p.

JUNIPER, D.N. & KLEEMAN, J.D. 1979. Geochemical characterization
of some tin - mineralizing granites of New South Wales. J.
Geochem. Explor., 11:321-333.

- KAUL, P.F.T. 1980. O cráton Luis Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. Anais...Camboriú, SBG. v.5, p. 2677-2683.
- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da suíte intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil no âmbito das folhas SG-22 Curitiba e SG-23 Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. Rev. Bras. Geoc., 12(1/3):172-182.
- KAUL, P.F.T.; COITINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S. 1982a. O episódio Campo-Alegre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais...Salvador, SBG. v.1, p.47-54.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.W.; COITINHO, J.B.L. 1982b. Suíte intrusiva Serra do Mar. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL. 18p. (Relatório Interno 540-G).
- KERR, P.F. 1959. Optical mineralogy. 3 ed. New York, McGraw Hill. 442p.
- KINNAIRD, J.A. 1985. Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. J. Afr. Earth Sci., 3(1/2):229-251.
- KINNAIRD, J.A.; BATCHELOR, R.A.; WHITLEY, J.E.; Mc KENZIE, A.B. 1985a. Geochemistry, mineralization and hydrothermal alteration of the Nigeria high heat producing granites. In: PLANT, J.A.; TARNEY, J.; HURDLEY, J. (Eds). High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. St. Austell, Cornwall. 1985. London, IMM. p. 169-195. (Proceedings of IMM).
- KINNAIRD, J.A.; BOWDEN, P.; IXER, R.A.; OLDING, N.W.A. 1985b. Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria. J. Afr. Earth Sci., 3(1/2):185-222.

- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14:169-186.
- LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; BOWDEN, P.; GIRET, A. 1982. The granitic terms of converging plutonic type series and associated mineralizations (SIMPOSIUM SUR LA GEOLOGIE DES GRANITES ET LEURS RELATIONS METALOGÉNIQUES - Nankin).
- LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; GIRET, A. 1984. Les provinces magmatiques intraplaques de l'Est américain de l'Est africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme mantelique et des processus associés. Bull. Soc. Geol. Nord. Fr., 103:101-114.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29:183-210.
- LIEGEÓIS, J.P. & BLACK, R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali) In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (Eds). Alkaline igneous rocks. Oxford. p. 318-401 (Geol. Soc. Spec. Publ. 30).
- LOISELLE, N.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr. with Prog., 11:468p.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. J. Geophys. Res., 69(4): 759-773.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. 1983. The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (Eds). Migmatites, melting and metamorphism. Cheshire. Shiva Publishing. p. 94-109.
- MARTIN, R.F. & BONIN, B. 1976. Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-subsolvus granite. Can. Mineral., 14:228-237.
- Mc CARTHY, T.S. & GROVES, D.I. 1979. The Blue Tier Batholith, Northeastern Tasmania. Contrib. Mineral. Petrol., 71:193-209.

- Mc CARTHY, T.S. & HASTY, R.A. 1976. Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. Geoch. Cosmoch. Acta., 40:1351-1358.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. Rev. Bras. Geoc., 3(2):97-123.
- MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U.G. 1965. Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui. Bragantia, 245 (34):447-474.
- MORAES, M.C. & RODRIGUES, E.P. 1978. Exemplo de aplicação de coloração seletiva de feldspatos potássicos e cálcicos, como técnica auxiliar no estudo de rochas. Cerâmica, 24(97):32-35.
- MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMOND, J.B.V. 1975. Projeto Sudelpa; relatório final: geologia. São Paulo, CPRM. v.1.
- OLIVEIRA, M.C.B.; RODRIGUES, E.P.; COUTINHO, J.M.V.; MARTINS, F.A.G.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ZAPPAROLLI, L.H. 1987. Petrologia de parte do Maciço Granítico Guaraú-SP. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas..., Curitiba, SBG. v.2, p. 571-594.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25:956-983.
- PICOT, P. & ZOHAN, Z. 1977. Atlas des minéraux métalliques. Orleans, BRGM. 405p. (Mémoire, 90).
- PINHO, O.G.do. Contribuição à geologia e metalogenia do Maciço Granítico Caritianas, Rondônia. (Dissertação de mestrado - IG - USP, no prelo).
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: HSU, J.K. (Ed.) Mountain building processes. London, Academic Press. p. 19-40.
- PITCHER, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years

- on. Geolog. Rundsch., 76(1): 51-79.
- PLANT, J.A.; SIMPSON, P.R.; GREEN, P.M.; WATSON, J.V.; FOWLER, M.B. 1983. Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture in northern Scotland. Trans. Inst. Min. Metall., (sect. B), 92:33-42.
- PLANT, J.A.; O' BRIEN, .C; TARNEY, J.; HURDLEY, J. 1985. Geochemical criteria for the recognition of high heat production granites. In: PLANT, J.A.; TARNEY, J.; HURDLEY, J. (Eds). High heat production (HHP) granites, hidrothermal circulation and ore genesis. St. Austell, Cornwall, 1985. London IMM. p. 263-285. (Proceedings of IMM).
- POLLARD, P.J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. Trans. Inst. Min. Metall. (sect. B), 92:1-9.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de; PRANDINI, F.L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, IPT. v.1.
- POTY, B.; LEROY, J.; JACHIMOWICZ, L. 1976. Un nouveauil appareil pour la mesure des temperatures sous le microscope: l'installation de microthermometric CHAIXMECA. Soc. Franc. Mineral. Cristallogr., 99:182-186.
- PUPIN, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. Contr. Mineral. Petrol., 73:207-220.
- RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. 1982. Fluid inclusion evidence for the evolution of hydrothermal fluids in SW England. J. Geol. Soc. London, 139:96p.
- ROEDDER, E. 1971. Metastability in fluid inclusions. Soc. Mining Geol. Japan, 3(spec. issue):327-334.
- SCHOBENHAUS Fo, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords). 1984. Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000. Brasília, MME/DNPM. 501p.

- SHAW, D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analyses. Geoch. Cosmoch. Acta, 32: 573-601.
- SHCHERBA, G.N. 1970. Greisens. Intern. Geol. Rev., 12(2):114-149.
- SHERATON, J.W & BLACK, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. Lithos, 21: 37-52.
- SIAL, A.N.; FIGUEIREDO, M.C.H.; LONG, L.E. 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. Chem. Geol., 31:271-283.
- SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J.P. 1981a. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo; I : litologia e petrografia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1,p.109-119.
- SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J.P. 1981b. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo; II : estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1,p.121-132.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCESCONI, O.; GODOY, A.M.; CHIODI FQ, C.; TAKAHASHI, A.T.; ALEGRI, V.; FERREIRA, J.C.G.; SILVA, C.R.; ALVES, M. J.; MACEDO, A.B.; FERNANDES, N.A. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no vale do Ribeira: relatório final; geologia integrada. São Paulo, CPRM. 240p.
- SMIRNOV, V.I. 1976. Geology of mineral deposits. Moscow, Mir Publishers. 520p.
- SMITH, J.V. 1974. Feldspar minerals: crystal structure and physical properties. Berlín, Springer Verlag. v.1. 627p.
- STRECKEISEN, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Neus Jb. Min. Abh., 107(2):144-240.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks, IUGS Recommendations. Neus Jb. Min., 130:149-164.

- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Excursion route along the coast line between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1978. Proceedings... São Paulo, IGCB/IGUSP/SBG. 97p. (Special publication, 2).
- SWANENBERG, H.E.C. 1979. Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. Contrib. Min. Petrol., 68:303-305.
- TAYLOR, H.P. 1977. Water/rock interaction and the origin of H_2O in granitic batholiths. J. Geol. Soc. Lond., A310: 604-625.
- TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F.; KEAN, B.F. 1980. The Topsails igneous complex: Silurian - Devonian peralkaline magmatism in Western Newfoundland. Can. J. Earth Sci., 17(4): 425-439.
- TROGER, W.E. 1979. Optical determination of rock forming minerals; part 1: determinative tables. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 188p.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O . New York, Geol. Soc. America. 153p. (Memoir, 74)
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E.A. 1971. Tables for microscopic identification of ore minerals. 2 ed. Amsterdam, Elsevier. 430p.
- VIDAL, P.; BONIN, B.; LAMEYRE, J. 1977. Teneurs en K et en Rb dans certains complexes alcalins anorogéniques. Bull. Soc. Geol. France, 10(6): 1271-1272.
- VLACH, S.R.F. 1985. Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. São Paulo. 252p. (Dissertação de mestrado apresentada ao IG-USP).
- WERNICK, E. 1979. Magmatismo granitóide das regiões de dobramento Nordeste e Sudeste. Rev. Bras. Geoc., 9(2):122-139.
- WERNICK, E. & GOMES, C.B. 1977. Geoquímica dos maciços graníticos da região do Ribeira; Parte III : Considerações petrológicas.

An. Acad. bras. Ciênc., 49(1):157-169.

WERNICK, E. & PENALVA, F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. Rev. Bras. Geoc., 8(2):113-133.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., 95(4): 407-419.

WINCHELL, A.N & WINCHELL, H. 1951. Elements of optical mineralogy; part II: description of minerals. 4 ed. New York, John Wiley. 551p.

ANEXO A

Mapa Geológico e Estrutural do Maciço Granítico Mandira

LEGENDA

CONVENÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

Sedimentos Inconsolidados

Qa Qc Qm

- a - aluviões em geral
c - coluviões, eluviões (depósitos de tálus)
m - sedimentos areno-siltico-argilosos de deposição mista (flúvio-marinho-lacustre)

Intrusivas Básicas e Ultra-básicas

diques de diabásio e lamprófiros

Rochas Graníticas

YA YM YM1

YA - granitos equigranulares, de granulação média a grossa, composição de mesoperitita granitos e ortoclásio granitos com ferro-hastingsita

YM - granitos equigranulares de granulação média a fina, composição de mesoperitita granitos com riebeckita

YM1 - granitos inequigranulares passando a porfíricos, de granulação média a fina, localmente greisenizados, composição de granitos 3A

PSyc

c - granitóides foliados, de granulação fina a média, textura porfírica frequente, composição granodiorítica a granítica

Rochas Metamórficas

PITx

tx - quartzo-biotita-muscovita-clorita xistos, eventualmente com granada

AcM

M - migmatitos diversos

Corpos Subordinados
β - gabro

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- zona de intenso hidrotermalismo
zona de greisenização e/ou metassomatismo potássico e/ou sódico
zona de intensa cataclase com enxame de veios de quartzo e bolsões de gale-
na, esfalerita, calcopirita, pirita, ocorrendo também ilmenita.
contato definido — contato inferido — contato aproximado
falha de gravidade (A-bloco alto; B-bloco baixo) — falha provável — falha encoberta
veio de quartzo — foliação tectônica — Seção Geológica Esquemática
pedreira abandonada granitos ornamentais
Pb afloramento de mineralizações disseminadas
Pb afloramento de mineralizações em fratura
zona de brechação intensa com diques, veios e mineralizações associadas.

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Vila ou Povoado Estrada Cota altimétrica
Curva de nível Drenagem

MACIÇO GRANÍTICO MANDIRA
MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

ANEXO B

Mapa de localização de amostras analisadas do
Maciço Granítico Mandira

Relação das amostras do Alvo 8.

+-----+			+-----+			
I AMOSTRAS DE I			I AMOSTRAS DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM I			
I SUPERFICIE I			I-----I			
I I			I FUR0 01 (m) I FUR0 02 (m) I FUR0 03 (m) I			
I-----I			I-----I-----I-----I			
I A-347-R I	7	I	I 9,82	I 11,45	I 18,70	I
I A-348-R I	8	I	I 13,55	I 20,93	I 20,22	I
I A-515-R I	9	I	I 13,75	I 31,64	I 27,85	I
I A-532-R I	10	I	I 15,10	I 32,40	I 30,85	I
I A-533-R I	12	I	I 15,68	I 37,80	I 36,35	I
I A-534-R I	04/030-7	I	I 16,76	I 53,22	I 43,24	I
I A-535-R I	04/039-7	I	I 17,75	I 63,70	I 49,70	I
I C-542-R I	04/041-7	I	I 19,35	I 65,20	I 53,44	I
I C-758-R I	04/043-7	I	I 20,00	I 69,67	I 55,40	I
I C-763-R I	04/049-7	I	I 21,50	I 69,80	I 55,80	I
I C-769-R I	04/050-7	I	I 23,40	I	I 56,20	I
I C-770-R I	04/052-7	I	I 25,00	I	I 58,20	I
I C-796-R I	04/053-7	I	I 25,25	I	I 58,30	I
I C-798-R I	04/054-7	I	I 26,70	I	I 59,00	I
I C-799-R I	04/055-7	I	I 27,15	I	I 59,98	I
I C-800-R I	04/062-7	I	I 28,10	I	I 61,60	I
I C-801-R I	04/064-7	I	I 31,68	I	I 64,60	I
I C-802-R I	04/065-7	I	I	I	I 66,50	I
I C-803-R I	04/066-7	I	I	I	I 67,08	I
I C-804-R I	04/067-7	I	I	I	I 67,35	I
I C-805-R I	04/071-7	I	I	I	I 69,95	I
I C-806-R I	04/073-7	I	I	I	I 70,35	I
I C-807-R I	04/079-7	I	I	I	I 71,90	I
I C-808-R I	04/101-7	I	I	I	I 73,40	I
I C-809-R I	04/112-7	I	I	I	I 74,02	I
I C-810-R I	04/115-7	I	I	I	I 74,35	I
I C-811-R I	04/117-7	I	I	I	I 76,75	I
I C-812-R I	04/122-7	I	I	I	I 77,15	I
I C-813-R I	04/123-7	I	I	I	I 77,78	I
I C-814-R I	04/125-7	I	I	I	I 79,50	I
I C-815-R I	04/138-7	I	I	I	I 83,30	I
I C-816-R I	04/139-7	I	I	I	I 83,90	I
I C-817-R I	04/140-7	I	I	I	I 88,65	I
I 6 I	ESC.15	I	+-----+			
I I	ESC.16	I				
+-----+

MACIÇO GRANÍTICO MANDIRA
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS ANALISADAS