FERNANDO ANTONIO GUIMARÃES MARTINS

CONTEXTO GEOLÓGICO E POTENCIAL MINERAL DO GRANITO SERRA DO PARATIÚ, CANANÉIA, ESTADO DE SÃO PAULO

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná.

Orientador:
Prof. Dr. Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva

Co-orientadora:
Prof.ª Dr.ª Mirian Gruxên Barros de Oliveira

CURITIBA
2002

Martins, Fernando Antonio Guimarães
Contexto geológico e potencial mineral do granito Serra do Paratiú, Cananéia, estado de São Paulo / Fernando Antonio Guimarães Martins. — Curitiba, 2002.
xix, 156 f. : il.; grafs.; tabs.; mapas

Orientador: Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva, Mirian Cruxên Barros de Oliveira
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra.

1. Paratiú, Serra do (SP) – Granito. 2. Cananéia (SP). 3. Geologia - Pesquisa. 4. Granito. I. Silva, Antonio Carlos Gondim de Andrade e. II. Oliveira, Mirian Cruxên Barros de. III. Título.

CDD 20. 552.3

TERMO DE APROVAÇÃO

Fernando Antonio Guimarães Martins

"CONTEXTO GEOLÓGICO E POTENCIAL MINERAL DO GRANITO SERRA DO PARATIÚ, CANANÉIA, ESTADO DE SÃO PAULO"

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada pelos Professores:

Professor Doutor Excelso Ruberti -USP

Professora Doutora Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos -UFPR

Professor Doutor Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva -UFPR
Presidente

Curitiba, 23 de Agosto de 2002.

Aos meus pais

Dona Cida e Seu João

AGRADECIMENTOS

Ao meu amigo e Grande Mestre Prof. Dr. Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva pelos ensinamentos, incentivo, orientação da pesquisa, discussões e leitura crítica das várias versões e do texto final desta dissertação, assim como pela confiança em que sempre depositou em mim e no meu trabalho.

A minha amiga e co-orientadora Profª Drª Mirian Cruxên Barros de Oliveira, pelos seus ensinamentos de petrografia e petroquímica de granitos.

Ao amigo Geoquímico Duílio Rondilelli pela sua colaboração e suas pacienciosas aulas de geoquímica e estatística.

Aos amigos Prof. Dr. Rubens Borges da Silva e Ms. Paulo César Pressinotti, pela prestativa colaboração e ensinamentos de prospecção mineral e metalogenia de granitos.

A todos estes meus queridos amigos, mestres e orientadores, que em nenhum momento mediram esforços em me ajudarem, a minha gratidão. Sem a colaboração, orientação, discussões e incentivos que recebi dos mesmos, provavelmente este trabalho jamais viria à luz.

Ao desenhista gráfico Henrique Leone Mathoso pela paciência e dedicação na confecção das figuras e mapas.

À Profª. Cleide Aparecida Alberti pela versão do resumo para o inglês.

Aos professores e colegas do curso de pós-graduação do Departamento de Geologia da UFPR, pelos ensinamentos, atenção e paciência que sempre tiveram para comigo.

Aos funcionários do Departamento de Geologia e da Biblioteca da UFPR, pela carinhosa atenção, pronto e habitual bom atendimento.

Aos amigos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT, por terem gentilmente cedido grande parte dos dados utilizados para a elaboração desta dissertação e sempre terem colocado à minha disposição os laboratórios desta Instituição, assim como pela atenção que sempre dispensaram a minha pessoa.

À Universidade Federal do Paraná por ter me dado, mais uma vez, a oportunidade de aperfeiçoar os meus conhecimentos em geologia, já que foi nesta querida Universidade que me graduei em Geologia, em 1977, o que é para mim motivo de orgulho.

E por fim, à minha família, pela dedicação, incentivo e apoio incondicional.

A todos a minha gratidão.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....i
SUMÁRIO.....ii
ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES.....v
RESUMO.....xvi
ABSTRACT.....xviii

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO.....1
1.1. Considerações Iniciais.....1
1.2. Objetivo.....1
1.3. Localização e Acesso.....2
1.4. Feições Fisiográficas.....4

CAPÍTULO 2

MÉTODOS DE TRABALHO.....8
2.1. Pesquisa Bibliográfica e Levantamento dos Dados Pré-existentes.....8
2.2. Bases Cartográficas e Fotointerpretação.....8
2.3. Levantamento Geológico.....10
2.4. Análises Petrográficas.....11
2.5. Litogeoquímica.....12
2.6. Prospecção Geoquímica.....14
2.6.1 Geoquímica de Sedimentos Ativos de Corrente.....14
2.6.1. Geoquímica de Concentrados de Bateia.....16
2.6.2. Tratamento Estatístico dos Dados Químicos.....18
2.7. Prospecção Geológica.....18

CAPÍTULO 3

GRANITOS: DEFINIÇÃO, CONTEXTO TECTÔNICO, CLASSIFICAÇÃO E METALOGENIA....20
3.1. Definição de Granito....20
3.2. Contexto Tectônico e Classificação de Granitos....20
3.3. Metalogênese de Granitos....27
3.3.1. Depósitos Minerais Litófilos....27
3.3.2. Mineralização Calcófila na Região do Granito Serra do Paratiú....35

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA REGIONAL....39
4.1. . Contexto Geológico Regional....39
4.1.1. Considerações Sobre o Embasamento das Rochas Graníticas....39
4.1.2. Considerações Sobre os Granitos e Granitóides do Sul-Sudeste Brasileiro....44
4.2. Considerações Sobre os Trabalhos Anteriores com Mapeamento Geológico Desenvolvidos na Área da Folha Ilha de Cananéia....47

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA LOCAL....52
5.1. Complexo Turvo-Cajati (Paleoproterozóico)....52
5.2. Maciço Granítico Serra do Paratiú – GSP.(Neoproterozóico – Eopaleozóico)....59
5.2.1. Aspectos Gerais....59
5.2.2. Petrografia das Rochas Graníticas....65
5.2.3. Enclaves e Diques Microgranítico....73
5.2.4. Processos Tardi a Pós-Magmáticos que afetaram o Maciço Granítico Serra do Paratiú....76
5.2.5. Petroquímica....79
5.2.6. Ocorrência Mineral....96
5.3. Diques de Microgabro e Lamprófiro (Mesozóico / Juro-Cretáceo)....97
5.4. Grupo Mar Pequeno (Terciário-Quaternário / Plio-Pleistoceno)....99

5.4.1. Formação Pariqüera-Açu (Terciário-Quaternário / Plio-Pleistoceno).....99
5.4.2. Formação Ilha Comprida (Quaternário / Pleistoceno).....99
5.4.3. Formação Cananéia (Quaternário / Pleistoceno).....100
5.5. Coberturas Sedimentares Holocênicas.....102

CAPÍTULO 6

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE CORRENTE.....104
6.1. Considerações Iniciais.....104
6.2. Tratamento Estatístico.....105
6.3. Controle Amostral.....107
6.4. Estudo de Variância de Amostragem.....108
6.5. Parâmetros Estatísticos.....110
6.6. Abundância Relativa, Abundância Relativa "Normalizada" e Contraste.....111
6.7. Descrição das Zonas Anômalas.....113
6.8. Concentrados de Bateia.....119
6.8.1. Minerais Identificados nos Concentrados de Bateia.....119
6.9. Considerações finais Acerca dos Sedimentos de Corrente e Resultados obtidos.....126

CAPÍTULO 7

CARACTERIZAÇÃO DO TIPO E METALOGÊNESE DO GRANITO SERRA DO PARATIÚ.....129
7.1. Caracterização do Tipo do Granito Serra do Paratiú.....129
7.2. Metalogênese do Granito Serra do Paratiú.....131

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....134

REFERÊNCIAS.....139

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS.....vi

TABELAS.....ix

QUADROS.....x

FOTOGRAFIAS.....xi

FOTOMICROGRAFIAS.....xiv

MAPAS.....xv

FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).....3

Figura 2.1 – Fotoíndice da região pesquisada – Aerofoto na escala aproximada 1:25.000 (VASP Aerofotogrametria S. A., 1973).....9

Figura 2.2 – Fluxograma adotado no tratamento dos concentrados de bateia submetidos a análises mineralógicas.....17

Figura 3. 1 – Classificação e nomenclatura de rochas plutônicas de acordo com seu conteúdo de mineral modal (em % vol.), usando o diagrama QAP (Streckeisen, 1976, Le Maitre, 1989). Na extremidade do triângulo têm-se: Q = Quartzo, A = Feldspato alcalino e P = Plagioclásio (An_{5-100}). Q+A+P = 100 %. Em (a) vê-se os números adotados para os diferentes campos do diagrama Q-A-P e em (b) a nomenclatura adotada para as rochas que representam estes campos.....21

Figura 3.2 – Triângulo QAP mostrando os domínios ocupados pelas séries graníticas (rochas com mais de 20% de quartzo). Domínio 1 = granitóides toleíticos; 2 = granitóides cálcio-alcalinos trondjemíticos, com baixo teor em K; 3 = granitóides cálcio-alcalinos, com teor normal em K; 4 = granitóides cálcio-alcalinos monzoníticos, ou com alto teor em K; 5 = granitóides aluminosos potássicos das províncias alcalinas; 6 = granitóides peralcalinos sódicos das províncias alcalinas; 7 = domínio superposto ocupado pelos granitóides formados pela fusão da crosta. Segundo Lameyre e Bowden (1982).....22

Figura 3.3 – Mineralizações associadas às séries graníticas definidas no triângulo QAP. Segundo Lameyre *et al.* (1982).....22

Figura 3.4 – Representação esquemática da metalogênese de Sn e W em granitos (Silva e Pressinotti, 1991).....34

Figura 3.5 – Esquema sinóptico da zonalidade dos greisens (Shcherba ,1970).....37

Figura 3.6 - Desenho esquemático das zonas autometamórficas em intrusões

graníticas em resfriamento (Shcherba,1970).....38

Figura 4.1 – Compartimentação geotectônica dos terrenos pré-cambrianos do sul-sudeste brasileiro, em cinturões móveis e cratón do Ciclo Brasiliano (Kaul, 1997 – modificado).....42

Figura 4.2 – Domínios tectônicos, maciços graníticos, seqüências vulcano-sedimentares, seqüências vulcânicas e diques ácidos da região sul-sudeste brasileira (Kaul, 1997 – modificado).....43

Figura 4.3 – Mapa geológico da Folha Ilha de Cananéia (Silva *et al.*, 1981 – simplificado).....49

Figura 5.1 – Amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú lançadas em diagrama triangular QAP (IUGS, 1973; Streckaisen, 1976; Le Maitre, 1989).....70

Figura 5.2 – Curva esquemática de alteração do regime de acidez-alcalinidade das soluções nos processos de metassomatismo pos-magmática de altas temperaturas durante a cristalização dos granitos (Béus e Zaláshkova, 1964 *apud* Smirnov,1982).....77

Figura 5.3 – Esquema de redistribuição de alguns elementos durante a transformação metassomática dos granitos (Béus e Zaláshkova,1964 *apud* Smirnov ,1982).....77

Figura 5.4 – Diagrama de Harker (1909) para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.....82

Figura 5.5 – Diagrama triangular AFM para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (Bonin,1982).....83

Figura 5.6 – Efeitos de alteração exibidos no "espectro ígneo" de Hughes (1972) *apud* Baker (1985) onde as rochas ígneas inalteradas definem uma área restrita.....83

Figura 5.7 – Diagrama de classificação de rochas segundo as proporções de Al_2O_3, CaO e K_2O e Na_2O (Shand 1947).....84

Figura 5.8 – Diagrama das principais associações de granitóides (Batchelor e Bowden, 1985) usando o esquema multicatiônico de De La Roche *et al.* (1980), distinguindo as associações de granitóides de Pitcher (1982) para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.....86

Figura 5.9 – Diagrama Rb – Ba – Sr segundo Turekian e Wedepohl (1961) *apud* El Bouseily e El Sokkary (1975) para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.....86

Figura 5.10 – Diagrama SiO_2 versus Y, Rb, Nb; Y versus Nb e Y+Nb versus Rb para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (Pearce *et al.*, 1984).....87

Figura 5.11 - Diagrama K_2O versus Na_2O para granitos de *Lachlan Fold Belt*, discriminando campos de predominância dos granitos tipo I, S, A e I (White e Chappell, 1983).....88

Figura 5. 12 – Diagrama Zr+Nb+Ce+Y versus FeO/MgO (a) e (K_2O+Na_2)/CaO (b), discriminando campos para granitos félsicos fracionados (FG) e não fracionados (OGT), plotando também médias de granitos tipos A, S e I (Whalen *et al.* 1987).....88

Figura 5.13 – Diagrama de SiO_2 versus Zn, Zr, Nb e Y mostrando os altos valores de cátions de alta valência, característicos de granitos tipo A (Collins *et al.*, 1982) para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.....90

Figura 5.14 – Diagrama SiO_2 versus Rb/Zr para rochas dos grupos I, II e III (Harris *et al.* 1986).....90

Figura 5.15 – Diagrama de terras raras normalizadas a condritos para o Granito Correas (a) e Serra do Paratiú (b). (Boynton, 1984).....93

Figura 5. 16 – Espectros dos padrões de ETR no diagrama de normalização a condritos, apresentados por Keqin *et al.* (1984) para granitóides das séries

Transformação (A – B), Sintexia (C) e derivação Mantélica (D).....94

Figura 5.17 – Diagramas ternários discriminando campos de granitos mineralizados a Sn segundo Juniper e Kleeman (1979) de amostras do Maciço Granítico Serra do Paratiú.....95

TABELAS

Tabela 5.1 – Norma CIPW das rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).....81

Tabela 5.2 – Valores de Niggli para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).....81

Tabela 5.3 – Comparação entre as médias de análises químicas de granitos dos tipos I, S e A procedentes de *Lachlan Fold Belt* (White e Chappell, 1983) com a do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).....89

Tabela 5.4 – Teores de elementos menores (ppm) em granitos normais, segundo vários autores*, e no Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP). * Teores extraídos de Rose *et al.* (1979).....91

Tabela 6.1 – Teores de Cu, Pb e Zn de 14 amostras originais (Cu_1, Pb_1 e Zn_1) e replicatas (Cu_2, Pb_2 e Zn_2), em ppm.....109

Tabela 6.2 – Valores das variâncias totais e combinadas e valores de F* (teste de Snedecor) para Cu, Pb e Zn.....109

Tabela 6.3 – Parâmetros para a definição dos limiares e *background* por elementos, em sedimentos de corrente, em ppm. (* Dados extraídos de Rose *et al.*, 1979).....103

QUADROS

Quadro 3.1 – Características identificadoras dos granitos das séries ilmenita e magnetita, segundo Ishihara (1991). Extraído de Biondi (1986).....25

Quadro 3.2 – Mineralizações e tipos de depósitos associados às séries graníticas observadas em diferentes locais. Extraído de Biondi (1986).....25

Quadro 3.3 – Classificações de granitos segundo a origem e o ambiente tectônico (Barbarin, 1999).....28

Quadro 3.4 – Comportamento dos elementos formadores de minério em rochas mineralizadas e não mineralizadas (Plant *et al*., 1985). Extraído de Silva e Pressinotti (1991).....31

Quadro 3. 5 – Características dos sistemas ricos em estanho (Pollard *et al*., 1987- modificado).....34

Quadro 5.1 – Características petrográficas de amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP .....Anexo

Quadro 5.2 – Classificação petrográfica simplificada, por coloração seletiva de feldspatos, de amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....71

Quadro 5.3 – Características petrográficas de rochas do ComplexoTurvo-Cajati e de diques e greisens associados ao Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia –SP.....72

Quadro 5.4 – Resultados das determinações químicas obtidas em amostras de rocha do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).....80

Quadro 6.1 – Relação com os valores analíticos, em ppm, obtidos das análises de sedimentos ativos de corrente amostrados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....Anexo

Quadro 6.2 – Descrição das zonas geoquimicamente anômalas caracterizadas através de sedimentos ativos de corrente no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....114

Quadro 6.3A – Peso em gramas das frações obtidas em cada etapa do fluxograma adotado no tratamento dos concentrados de bateia coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....120

Quadro 6.3B – Principais minerais não magnéticos ao imã de mão e não atraídos ao eletroímã 0,3 A, identificados nos concentrados de bateia de alguns dos concentrados coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP, e suas respectivas quantificações (% em volume): PD – Predominante (>90%); FR – Freqüente (50-90%); C – Comum (10-50%); PR – Presente (1-10%) e TR – Traços (<1%).....121

Quadro 6.3C – Principais minerais pesados identificados nos concentrados de bateia, atraídos por imã de mão e/ou eletroímã a 0,3 A e 0,5 A, amostrados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....122

Quadro 6.4 – Resultados do teste *staining* para cassiterita, na fração - # 0,250 + # 0,062, de amostras de concentrados de bateia amostrados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....122

Quadro 6.5 – Resultados obtidos das determinações químicas dos elementos Zr, Bi, La, Nb, Sn, Y, Ta, W e Th em amostras de concentrados de bateia coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.....123

FOTOGRAFIAS

Foto 5.1 – Dobras abertas, métricas, freqüentes nos flancos de dobras cerradas, de dimensões decamétricas a hectométricas, comuns nos metamorfitos (ectinitos) do Complexo Turvo-Cajati. Foto tomada junto à estação GSP-037-3, no Km 21 da rodovia SP-226.....54

Foto 5.2 – Aspecto geral apresentado pelos metamorfitos do Complexo Turvo-Cajati. Localmente, em meio a estes metamorfitos, ocorrem veios e bolsões de quartzo branco (leitoso), irregulares, concordantes ou discordantes, aparentemente sem nenhuma mineralização associada. A xistosidade no local orienta-se segundo N45E 60NW. Foto tomada na estação GSP-041-3 (SP-226, Km 27,7).....54

Foto 5.3 – Aspecto da estação GSP-059-3, localizada no Morro do Botujuru, onde se verifica xisto conglomerático do Complexo Turvo-Cajati. Localmente há predomínio de matriz pelítica-psamítica e os seixos são predominantemente de xisto e filito e acham-se extremamente estirados.....55

Foto 5.4 – Outro aspecto da mesma estação GSP-059-3 (Morro do Botujuru), onde se verifica metaconglomerado polimítico. Os seixos são de quartzo, quartzito, granito, gnaisse, xisto e filito.. Note que alguns destes seixos estão fraturados.....55

Foto 5.5 – Afloramento do Complexo Turvo-Cajati onde se verifica o predomínio de filitos, cuja xistosidade orienta-se em torno de N40E 60NW, cortado por dique, de provável natureza lamprofirítica, orientado segundo N80W vertical. No geral acham-se muito intemperizados. Foto tomada junto à estação GSP-040-3, no Km 25,7 da rodovia SP-226.....58

Foto 5.6 – Vista panorâmica da porção ocidental do Maciço Granítico Serra do Paratiú. O ponto mais elevado localiza-se na Serra do Itinga (Pico Itinga) e atinge 702 m de altitude. Foto tomada do rio Iriraia-Açu, a aproximadamente 1 Km a montante do rio Iriraia-Mirim.....60

Foto 5.7 – Vista panorâmica do Pico Itinga, onde se observa relevo do tipo "Pão-de-Açucar" e detalhe da Floresta Atlântica.....60

Foto 5.8 – Aspecto da textura porfirítica comum nos afloramentos do Maciço Granítico Serra do Paratiú (biotita monzogranito). Os fenocristais em destaque são de feldspato potássico. Foto tomada na extremidade norte do Maciço próximo a sede da Fazenda São Pedro.....61

Foto 5.9 – Aspecto da textura porfirítica. Foto tomada na extremidade sul do

Maciço Granítico Serra do Paratiú, junto ao afloramento GSP-002-3.....61

Foto 5.10 – Biotita monzogranito porfirítico, de granulação média a grossa. A amostra à esquerda foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspatos (GSP-054-3).....62

Foto 5.11 – Biotita monzogranito pórfiro. Na amostra à esquerda, após ter sido a amostra submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspatos, destacam-se em meio a matriz de granulação fina, fenocristais de feldspato potássico (amarelo) e plagioclásio (branco), Pontualmente observa-se fenocristal com indício de textura *rapakivi* (GSP-055-3).....62

Foto 5.12 – Detalhe da estação GSP-003-3 (3A) onde se verifica enclave de dimensão métrica. Ao nível de afloramento estes enclaves se diferenciam da encaixante por apresentar textura bem mais fina.....63

Foto 5.13 – Outro detalhe da mesma estação GSP-003-3 (3B,C) onde verifica um enclave de dimensão de alguns decímetros. Estudo petrográfico de amostras aí coletadas revelaram tratar-se de enclave e encaixante, respectivamente, de biotita monzogranito pórfiro, de granulação fina (GSP-003-3B) e de biotita monzogranito porfirítico, de granulação média (GSP-003-3C).....63

Foto 5.14 – Aspecto mesoscópico típico do sericita-quartzo *greisen*. Amostras coletadas junto à estação GSP-089-3, localizada na porção central do Maciço Granítico Serra do Paratiú, no leito do ribeirão do Cedro. Nestas amostras ocorrem disseminações de sulfetos.....74

Foto 5.15 – Contato da Formação Ilha Comprida com a Formação Cananéia (QplCa). Ao lado detalhe da Formação Ilha Comprida onde se vê o aspecto típico dos sedimentos desta Formação na área. Foto tomada junto a estação GSP-107-3.....101

Foto 16 – Aspecto típico da Formação Cananéia na área estudada. Ao lado detalhe das camadas ricas em ilmenita comuns nestes sedimentos. Foto tomada nas proximidades da estação GSP-106-3.....101

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 5.1 – Grão de quartzo correspondente à fração areia muito grossa, envolto por matriz quartzo-actinolítica. Detalhe do metaconglomerado do Morro Botujuru. Estação GSP-059-3. Polarizadores cruzados.....56

Fotomicrografia 5.2 – Concentração de actinolita fibro-radial. A actinolita é o principal mineral constituinte da matriz das rochas metaconclomeráticas do Complexo Turvo-Cajati, junto ao Morro Botujuru. Estação GSP-059-3. Polarizadores cruzados.....56

Fotomicrografia 5.3 – Biotita cordierita *hornfels* – Aspecto geral da amostra GSP-048-3, coletada no domínio do Complexo Turvo-Cajati, próximo ao contato com o Granito Serra do Paratiú, onde se observa porfiroblastos poiquiloblásticos de cordierita (cinza esbranquiçado) em meio a matriz fina, onde se sobressaem agregados biotíticos (amarelo). Polarizadores cruzados.....58

Fotomicrografia 5.4 – Biotita monzogranito. Aspecto geral da textura porfirítica, fornecida por fenocristais de microclínio em meio à matriz de granulação fina, hipidiomórfica (GSP-093-3). Polarizadores cruzados.....66

Fotomicrografia 5.5 – Biotita monzogranito pórfiro (GSP-003-3B). Fenocristal de microclínio envolto por matriz granular de granulação fina, hipidiomórfica. Polarizadores cruzados.....66

Fotomicrografia 5.6 – Biotita monzonito pórfiro. Fenocristal de feldspato potássico com hábito tabular envolvido por matriz fina (GSP-022-3). Polarizadores cruzados.....67

Fotomicrografia 5.7 – Biotita monzogranito porfirítico. Cristais de microclínio mesopertítico com bordas albíticas (A) (GSP-009-3). Polarizadores cruzados.....67

Fotomicrografia 5.8 – Biotita monzogranito porfirítico Contato de cristal de plagioclásio, à esquerda da foto, com cristal de microclínio micropertítico (GSP-009-3). Polarizadores cruzados.....68

Fotomicrografia 5.9 – Biotita monzogranito pórfiro. Cristal de plagioclásio

parcialmente substituído pelo microclínio mesopertítico (GSP-015-3). Polarizadores cruzados.....68

Fotomicrografia 5.10 – Biotita monzogranito porfirítico. Nesta fotomicrografia vê-se cristais subédricos intersticiais de fluorita (F) associados à biotita. (GSP-003A-3). Polarizadores paralelos.....74

Fotomicrografia 5.11 – Sericita-quartzo *greisen*. Aspecto da textura heterogranoblástica apresentado por esta rocha (GSP-089-3B). Polarizadores cruzados.....75

Fotomicrografia 5.12 – Cristal milimétrico de pirita bastante fraturado, com pequenas inclusões de pirrotita (P) e calcopirita (C). Sulfetos disseminados nas amostras de sericita-quartzo *greisen* (GSP-089-3C).....75

Fotomicrografia 5.13 – Olivina microgabro. Ripas submilimétricas de labradorita e cristais intersticiais subédricos a euédricos de augita titanífera e olivina configuram textura intergranular. Amostra de dique que corta o Granito Serra do Paratiú. Estação GSP-004-3. Polarizadores cruzados.....98

Fotomicrografia 5.14 – Basalto hidrotermalizado. Textura blasto-intergranular a blasto-subofítica, de granulação fina. Nesta fotomicrografia vê-se provável amigdala, milimétrica, preenchida de quartzo e envolvida por halo de actinolita. Amostra de dique que corta o Granito Serra do Paratiú. Estação GSP-049-3. Polarizadores cruzados.....98

MAPAS

Mapa 1 – Mapa geológico da região do Maciço Granítico Serra do Paratiú, Cananéia – São Paulo.....Anexo

Mapa 2 – Mapa de anomalias geoquímicas e de pontos de amostragens de sedimentos de corrente da região do Maciço Granítico Serra do Paratiú, Cananéia – São Paulo.....Anexo

RESUMO

O trabalho desenvolvido, e que consubstancia esta dissertação de mestrado, teve como principal objetivo efetuar a caracterização petrográfica, petrogenética, geoquímica e metalogenética, assim como promover uma avaliação do potencial mineral do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

Neste contexto, foram enfocadas as mineralizações associadas com rochas graníticas em geral, e, em particular, os vários corpos de granitóides mineralizados do Estado de São Paulo, onde tem-se mineralizações polimetálicas com Cu, Zn, Pb e Sn (*e.g.* Granito Correas, Granito Mandira, Granito Guaraú, Granito São Francisco e Granito Itu).

Os modelos conceituais básicos que nortearam a pesquisa dos metais acima foram os modelos de depósitos apicais do tipo *greisens* e periféricos do tipo filoneanos hidrotermais e metassomáticos.

Para o entendimento e melhor interpretação dos trabalhos foi efetuado um mapeamento geológico do corpo granítico, suas encaixantes e coberturas.

O mapeamento geológico, na escala aproximada 1:38.500, abarcou uma área de 210 Km^2, onde se identificou, além do Granito Serra do Paratiú, rochas metamórficas do Complexo Turvo-Cajati, nas quais o corpo granítico acha-se intrudido; formações sedimentares Plio-Pleistocênicas do Grupo Mar Pequeno (Formação Cananéia e, muito subordinadamente, as Formações Pariqüera-Açu e Ilha Comprida) e coberturas holocênicas de origem continental, marinha e mista.

O Maciço Granítico Serra do Paratiú (Neoproterozóico - Eopaleozóico) está inserido na Plataforma Sul Americana, no contexto geotectônico do embasamento cristalino sul-sudeste brasileiro. Constitui-se de um corpo, de forma levemente ovalada, com aproximadamente 100 Km^2 de área, dos quais 30% acham-se encobertos por sedimentos cenozóicos.

Trata-se de um corpo circunscrito, discordante e relativamente muito homogêneo, constituído por biotita monzogranito (granito 3b), que apresenta textura porfirítica e, subordinadamente, porfiróide, com matriz granular hipidiomórfica, de granulação média, localmente fina e/ou grossa, de tonalidade esbranquiçada a acinzentada. Em termos gerais, constitui-se em média por 30-40% de microclínio, 25-30 % de quartzo, 25-30 % de plagioclásio e 5-10 % de biotita. Como acessórios ocorrem: zircão, epidoto, apatita, sericita-moscovita, clorita, fluorita, titanita, allanita, hidróxidos de ferro e outros opacos. Muito localmente ocorre biotita sienogranito (granito 3a). Acha-se intrudido em metamorfitos do

Complexo Turvo-Cajati (Paleoproterozóico), onde, localmente, junto ao contato, verifica-se biotita-cordierita *hornfels* denotando termo-metamorfismo de contato.

O Granito Serra do Paratiú, é fracamente peraluminoso, do tipo "subsolvus", e coloca-se nos termos finais da série cálcio-alcalina.

Os dados petroquímicos permitem posiciona-lo como um granito mais pertinente à classe dos granitos pós-colisionais, variável de pós-tectônico a anorogênico, com dados composicionais, relativos a alguns elementos (Y, Nb, Rb, Zr) e óxidos (SiO_2, K_2O), que permitem visualizá-lo ora com tipo I reduzido e ora como tipo A, formado por fusão da crosta inferior, altamente fracionada, à semelhança do que ocorre com os granitos australianos *Ackley* e *Sandy Cape*, cujas características geoquímicas são compatíveis com os granitos do tipo A, mas geológica e petrograficamente são, respectivamente, granitos do tipo I e S.

A hipótese de que o Granito Serra do Paratiú seja pós-orogênico é reforçada pelas evidências de campo (forma do corpo, metamorfismo de contato) e petroquímicas.

Os granitos da Suíte Serra do Mar, da qual o Granito Serra do Paratiú faz parte, apresentam idades radiométricas próximas de 580 ± 20 Ma.

Concomitantemente ao trabalho de mapeamento geológico deste Maciço Granítico efetuou-se, em seu domínio, a coleta de 286 amostras de sedimentos ativos de corrente, que foram analisadas para os elementos Cu, Zn, Pb, Li, Mo e Bi por absorção atômica; F por eletrodo de íon seletivo; e Sn por colorimetria; e 106 amostras de concentrados de bateia, que foram submetidas a análises mineralógicas.

Como resultado do tratamento estatístico dos dados obtidos das análises de sedimentos de corrente, associados àqueles obtidos com os estudos efetuados nos concentrados de bateia, foram identificadas nove zonas geoquimicamente anômalas representadas pelas associações dos elementos acima, as quais foram objeto de pesquisas prospectivas de detalhe, porém nenhuma mineralização foi constatada a elas associadas.

A integração de todos os dados obtidos durante esta pesquisa permitiu concluir que o Granito Serra do Paratiú corresponde a um granito estéril, do ponto de vista de exploração mineral, e que sua esterilidade deve-se a um conjunto de situações desfavoráveis, tais como: ausência de um protolito enriquecido em metal; não desenvolvimento de uma fase de pré-concentração durante a evolução magmática; presença de um conjunto de minerais acessórios cafêmicos e seqüestradores de metal na fase magmática precoce (ilmenita, magnetita, etc); e liberação precoce da fase aquosa, prejudicando qualquer compensação e sucesso de concentração hidrotermal.

ABSTRACT

The main objective of this research is to characterize the Serra do Paratiú Granite Massif, in several aspects like petrographical, geochemical, petrogenetic and metallogenetic, and also evaluate its mineral potential.

In this context a geological map of the granite body, their host rocks and sedimentary cover was made. The granite massifs of São Paulo State have been prospected for the exploration of polymetallic ore deposits of Cu, Zn, Pb and Sn (eg. Correas, Mandira, Guaraú, São Francisco and Itú Granites).

The conceptual model of apical deposits associated to greisens and peripheral hydrothermal veins with metassomatic process is recommended to explain the evolution Serra do Paratiú Granite.

In this study the Geological mapping was made in an area of 210 km² where can be identified, besides the Serra do Paratiú Granite, the metamorphic rocks of Turvo-Cajati Complex, where the granite is intruded, sedimentary formation Plio-Pleistocenic of Mar Pequeno Group (Cananéia Formation and, subordinated, Pariqüera-Açú and Ilha Comprida formations) overlaid by holocenic sediments of continental, marine and mixed origin.

The Serra do Paratiú Granitic Massif (Neoproterozoic - Eopaleozoic) is inserted in the South American Plataform in the geotectonic context of crystaline basement of the Brazilian southeast. It constitutes of a body with a lightly oval shape, about 100 km² in area, of which 30% is covered by cenozoics sediments.

It is a circunscribed, discordant and relatively homogeneous body which is constituted by biotite-monzogranite (biotite granite 3b) that shows porphyritic texture and subordinate porphyroid with granular matrix hipidiomorphic of medium grain. Generally it is constituted by 30-40% of microcline, 25-30% of quartz, 25-30% of plagioclase and 5-10% of biotite. As accessories occur: zircon, epidote, apatite, serecite muscovite, clorite, fluorite, titanite, allanite, iron oxides and other opaque minerals. Biotite syenogranite (biotite granite 3a) also ocurrs. In the contact with the Turvo-Cajati Complex (Paleoproterozoic) there is a biotite-cordierite hornfels denoting thermal metamorphism

The Serra do Paratiú Granite is weakly peraluminous, of *subsolvus* type and belongs to the end of a calc-alkaline series.

The petrochemical data allows to put the Serra do Paratiú body as a post-collision granite. Post-tectonic to anorogenic with composed data relative to some elements (Y, Nb,

Rb, Zr) and oxides (SiO_2, K_2O) that allow to consider it as I or A type, which is formed by fusion of highly fragmented inferior Crust. It is similar to what occurs with the Australian Granites of Ackley and Sandy Cape, which geochemical characteristics are compatible with type A granites, but geological and petrografic data shows that they are respectively of type I and S.

The hyphotesis that Serra do Paratiú Granites is post-orogenic is reinforced by field evidence (shape of the body, contact metamorphism) and petrochemical data.

The granites of Serra do Mar Suite including Serra do Paratiú Granite present radiometric ages of 580 ± 20 Ma.

Concomitant to the work of geologically mapping this granite massif, 286 samples of active stream sediments were taken, which were analysed for Cu, Pb, Zn, Li, Mo and Bi using the method of atomic absorption, F using selective íon electrode and Sn trough colorimetry. A total amount of 106 samples of panned concentrates were taken to undergo mineralogical analysis.

As a result of the data statistic treatment, which were obtained trough the analysis of the stream sediments samples and panned concentrates, were identified nine geochemically anomalous zones which are represented by the association of some elements quoted above, which are objects of detailed prospection.

The integration of all data that was obtained during this research suggests that the Serra do Paratiú Granite is a sterile granite due to several unfavorable situation, such as: absence of a protolith enriched with metal; the fact that it did not develop as a phase of pre concentration during the magmatic evolution; presence of a group of cafemic and metal kidnappers accessory minerals during early-magmatic phase (ilmenite, magnetite, etc,), and precocious liberation of a volatile phase, not allowing hydrothermal concentration.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

A dissertação ora apresentada intitulada: Contexto Geológico e Potencial Mineral do Granito Serra do Paratiú, Cananéia, Estado de São Paulo, foi desenvolvida durante o curso de pós-graduação, nível mestrado, na área de concentração de Geologia Exploratória, junto ao Departamento de Geologia do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná - UFPR, sob a orientação do Professor Dr. Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva e a co-orientação da Profª. Drª Mirian Cruxên Barros de Oliveira.

Grande parte dos dados utilizados para a concretização deste trabalho foi obtida pelo autor e colaboradores, por ocasião do desenvolvimento de uma avaliação do potencial mineral do Maciço Granítico Serra do Paratiú, realizada no âmbito do IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo) nos anos de 1987 e 1988. Estes dados, ainda inéditos, foram reavaliados, reinterpretados e complementados com dados de campo e laboratoriais obtidos durante o desenvolvimento desta dissertação. Na época acima referida o autor era geólogo do quadro de profissionais do IPT.

1.2. Objetivo

O trabalho desenvolvido objetivou efetuar o mapeamento geológico do Maciço Granítico Serra do Paratiú, a sua caracterização petrográfica, petrogenética e metalogenética, assim como promover uma avaliação do seu potencial mineral, enfocando as mineralizações associadas com rochas granitóides, e tendo como modelos de prospecção os granitos mineralizados do Estado de São Paulo, onde se tem mineralizações polimetálicas com Sn, Cu, Pb, Zn (*e.g.* Granito Correas, Granito Mandira, Granito Guaraú, Granito São Francisco e Granito Itu).

Em alguns destes granitos a mineralização mais notável é litófila, destacando-se a presença de greisens com Sn e W, bem como, sulfetos Cu, Zn e Pb representando a fase hidrotermal de baixa temperatura. Em outros a mineralização mais importante é a calcófila (Granitos Mandira e Guaraú), destacando-se os sulfetos de Cu, Zn e Pb, com o Sn aparecendo

apenas como componente menor. Todas as mineralizações apresentam greisenização, e representam depósitos minerais granófilos. A avaliação, do ponto de vista da prospecção, pautou-se principalmente, pela utilização de geoquímica de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia, com intuito de detectar reservas das mineralizações supramencionadas.

Este estudo foi motivado principalmente pelos resultados, inicialmente promissores, obtidos pelas pesquisas efetuadas junto aos maciços graníticos do sul do Estado de São Paulo.

Os modelos conceituais básicos que nortearam a pesquisa dos metais acima foram os modelos de depósitos apicais do tipo greisens, e periféricos do tipo filoneanos hidrotermais e metassomáticos. O modelo local mais importante corresponde à mineralização do Granito Correas, onde o Sn e o W são os elementos mais importantes, bem como, representa a única mineralização com qualidade econômica, isto é a única mineralização com teor e tonelagem capazes de permitirem a explotação do minério com lucro.

O mapeamento geológico efetuado no âmbito deste estudo abarcou uma área de 210 Km^2, onde se identificou, além do Granito Serra do Paratiú, rochas metamórficas do Complexo Turvo-Cajati, nas quais o batólito granítico acha-se intrudido; formações sedimentares do Grupo Mar Pequeno e coberturas holocênicas de origem continental, marinha e mista. Estas unidades sedimentares são aqui descritas de forma suscinta, posto que fogem ao objetivo precípuo desta dissertação.

1.3. Localização e Acesso

O Granito Serra do Paratiú localiza-se no sudeste do Estado de São Paulo, no vale do Rio Ribeira de Iguape, no município de Cananéia. Dista 240 Km e 220 Km das cidades de São Paulo e Curitiba, respectivamente. Localiza-se na porção centro-leste da folha topográfica Ilha de Cananéia (SG-23-V-A-IV-3), escala 1: 50.000 (IBGE, 1974).

O acesso à área do Granito é facultado pela rodovia Régis Bittencourt (BR-116) - que une São Paulo a Curitiba - até o Km 462 no Estado de São Paulo, a partir do qual se transfere para a rodovia SP-226 até a cidade de Pariqüera-Açu. Desta cidade atinge-se a área prosseguindo através da rodovia SP-226 (Pariqüera-Açu - Cananéia) ou da rodovia SP-222 (Pariqüera-Açu - Iguape) (Figura 1.1).

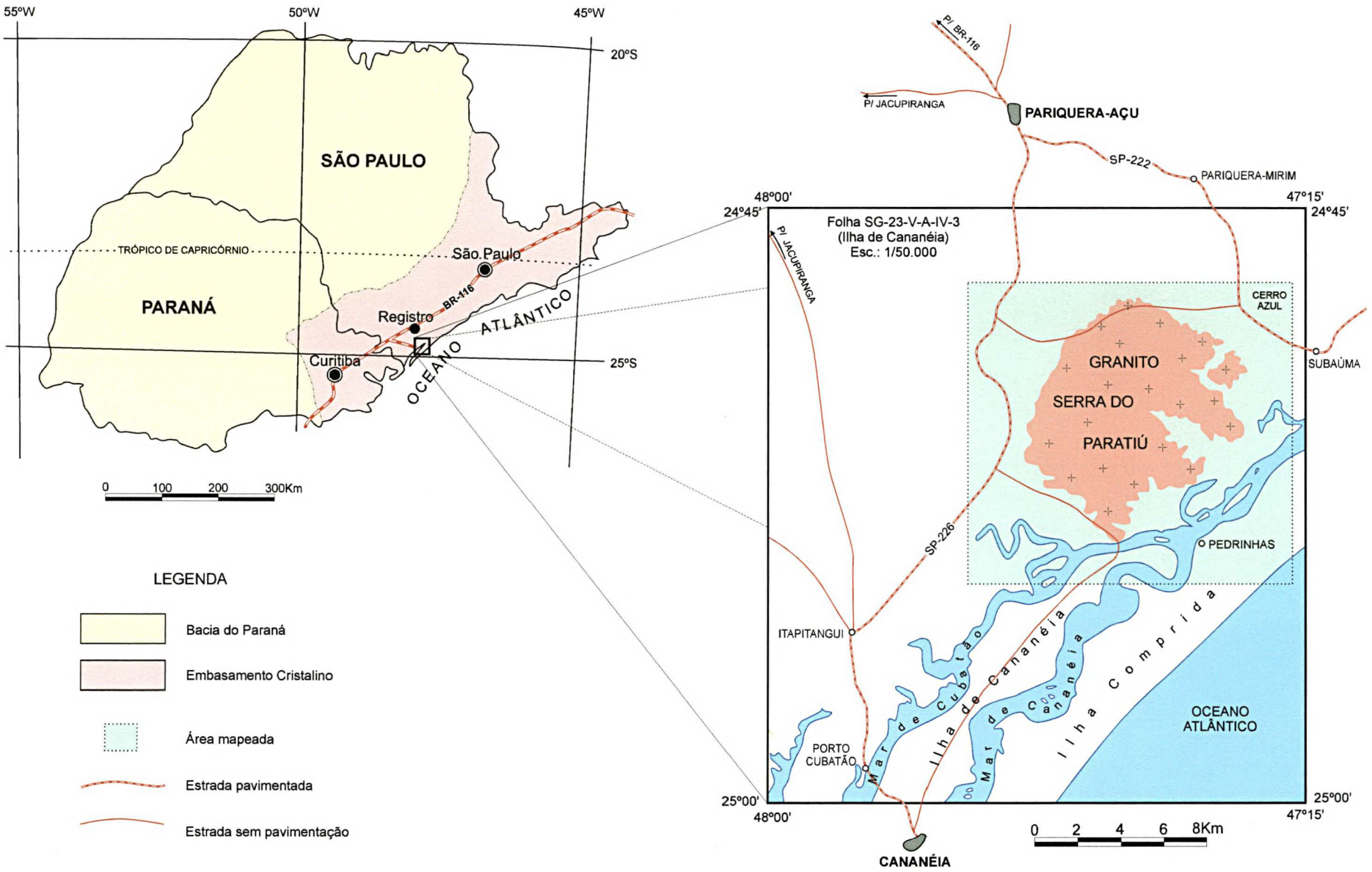


Figura 1.1 - Mapa de localização do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

1.4. Feições Fisiográficas

Com a crescente preocupação com o meio ambiente o conhecimento das feições fisiográficas da região torna-se imprescindível e é de grande importância para a orientação de um eventual trabalho de aproveitamento econômico do Granito Serra do Paratiú.

O Granito Serra do Paratiú, acha-se inserido numa região de clima tropical, subseqüente, superúmida sem seca, segundo IBGE (1977). A precipitação pluviométrica anual média está compreendida entre 1750 e 2000 mm, e a temperatura anual média, entre 22° e 24°C. As precipitações concentram-se principalmente nos meses de janeiro a março, época na qual se observam também as temperaturas mais elevadas. A época menos úmida ocorre no trimestre junho-agosto, ocasião em que se verificam também as temperaturas mais baixas.

Na região do Granito Serra do Paratiú, e nos seus entornos, observam-se as formações vegetais: Floresta Perinifólia Hidrófila Costeira (ou Atlântica) e Vegetação Litorânea (IBGE, *op. cit.*).

Na Floresta Perinifólia Hidrófila Costeira verifica-se uma fisionomia alta e densa, e seus elementos mais altos podem alcançar de 20 a 30 metros. Apesar da densidade das copas das árvores, a luz consegue penetrar, mesmo de modo insipiente, possibilitando a existência de extratos inferiores, geralmente dois, um arbóreo e outro arbustivo. O grande número de lianas, epífetas, fetos arborescentes e palmeiras dão a esta floresta um caráter tipicamente tropical. O solo desta floresta é recoberto por muita serapilheira que ao se decompor origina abundante húmus que é incorporado aos solos tornando-os muito férteis. Esta floresta constitui remanescente bem preservado da Floresta Atlântica na área estudada.

A Vegetação Litorânea é predominantemente representada por uma floresta de menor porte, arbustiva, muito densa, denominada "jundu" ou vegetação de restinga, e, subordinadamente, por vegetação de praia que se desenvolve diretamente sob a influência das marés e das vagas, estando submetida à ação da salinidade; e os manguezais, que se desenvolvem sobre solos lodosos em ambiente de elevado teor salino e escassez de oxigênio, também sujeitos às oscilações diárias dos lençóis aqüíferos superficiais sob a influência das marés.

A Floresta Perinifólia Hidrófila Costeira predomina sobre as rochas do Complexo Turvo-Cajati, e sobre rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú, enquanto que a vegetação litorânea predomina sobre as coberturas sedimentares recentes, que se estendem por toda a porção meridional da área.

De acordo com o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981 a), a região estudada, insere-se no contexto da Província Geomorfológica Costeira, zonas de Serrania e Morraria Costeiras, e Baixada Litorânea.

As zonas Serrania e Morraria Costeiras se caracterizam por relevos de degradação, em planaltos dissecados, e a zona Baixada Litorânea, por relevos de agradação.

Na zona Serrania Costeira o sistema de relevo observado é montanhoso, definido por serras alongadas, montanhas isoladas e montanhas com vales profundos, onde predominam amplitudes locais acima de 300 metros e declividades de encosta superiores a 15%. Esta zona abarca em torno de 30% da área estudada, junto à sua porção central, e é representada na sua totalidade por elevações do domo granítico, que recebe denominações locais como: Serra do Paratiú, Serra do Cordeiro, Serra do Itinga e Serra do Itapuã, com altitudes de até 702 metros.

Estas serras, juntamente com as do Mandira, Cardoso, entre outras, também de natureza granítica, representam testemunhos isolados e descontínuos da Serra do Mar na região do baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, onde a Serra do Mar sofre uma nítida interrupção, que segundo Almeida e Carneiro (1998), está ligada à abertura do vale do Rio Ribeira e à expansão remontante de sua bacia hidrográfica pelo interior do Planalto Atlântico.

Para estes autores, as escarpas da Serra do Mar desenvolveram-se bem mais a leste que a posição geográfica atual, e que a mudança de posição é devida, principalmente, ao recuo erosivo diferencial, condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas, representadas na região pelos metassedimentos de fácies xisto-verde a anfibolito do Complexo Turvo-Cajati, que se estendem, provavelmente, à plataforma continental.

Na zona Morraria Costeira observam-se os sistemas de relevo de Morrotes e de Morros, ambos com declividade de encostas superiores a 15%.

O relevo de Morrotes caracteriza-se por morros baixos, morrotes em meia laranja ou alongados, e espigões, com amplitudes locais inferiores a 100 metros. Enquanto que relevo de Morros é caracterizado por morros de topo achatado, mar de morros, morros paralelos, morros com serras restritas e morros isolados, com amplitudes locais de 100 a 300 metros. Aproximadamente 30% da área estudada se insere nesta zona geomorfológica, que é ai representado, principalmente, pelos metassedimentos do Complexo Turvo-Cajati. As altitudes máximas observadas junto a esta zona, na área em questão, são em torno de 300 metros, e ocorrem na sua porção N-NW junto a Serra do Cordeirinho.

Na zona Baixada Litorânea observam-se os sistemas de relevo: Planície Costeira, Terraços Marinhos, Mangues e Planícies Aluviais.

O sistema de relevo Planície Costeira caracteriza-se por terrenos baixos, mais ou menos planos, próximos ao nível do mar, com baixa densidade de drenagem, padrão meandrante e, localmente, anastomosado. Como formas subordinadas ocorrem antigos cordões marinhos.

Os Terraços Marinhos constituem-se por terrenos mais ou menos planos com poucos metros acima da planície costeira com drenagem superficial ausente.

Os Mangues constituem-se de terrenos baixos, quase horizontais, ao nível das marés, caracterizados por sedimentos tipo vaza (lama), vegetação típica e drenagem com padrão difuso.

As Planícies Aluviais caracterizam-se por terrenos baixos, mais ou menos planos junto ás margens dos rios e sujeitos periodicamente a inundações.

Todos os sistemas de relevo desta zona geomorfológica são observados junto à área estudada e abarcam em torno de 40% da mesma. São representados por sedimentos da Formação Cananéia, de origem marinha, e por coberturas sedimentares mais recentes de origens diversas (marinha, continental e transição).

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

A hidrografia local desenvolve-se em variada ambiência. No extremo sudeste, ocupando uma pequena porção da área mapeada, observa-se o domínio do Oceano Atlântico, e, se estendendo por grande parte de sua porção meridional, tem-se o domínio dos Mares de Dentro (ou de Cubatão) e Pequeno (ou de Iguape) que separam o continente das Ilhas de Cananéia e Comprida, respectivamente. Os Rios Iriraia-Açu, Iriraia-Mirim, Paratiú e Cordeiro são os principais representantes da drenagem local. Este último se estende ao longo do contato do Maciço Granítico Serra do Paratiú com as suas encaixantes, destacando-se por seu curso perfeitamente anelar. Todos estes rios deságuam nos Mares de Dentro e Pequeno, localizados na porção meridional da área.

A área estudada é ocupada predominantemente por florestas da Mata Atlântica (Floresta Perinifólia Hidrófila Costeira) e Vegetação Litorânea, que no geral acham-se muito bem preservadas.

A ação antrópica se desenvolve quase tão somente ao longo das estradas e baixadas definidas junto às principais drenagens locais, e adjacências, onde se observa uma agricultura rudimentar de subsistência, e um incipiente desenvolvimento de bovinocultura.

Na porção meridional da área, junto aos Mares de Dentro e Pequeno, a pesca se dá de maneira artesanal por pescadores locais ou, o que é muito freqüente, por turistas, como atividades de lazer.

Praticamente a totalidade da área estudada está inserida nas Áreas de Proteção Ambiental – APA de Cananéia-Iguape-Peruíbe (Decreto nº 90.347, de 23/10/84), e APA da Ilha Comprida (Decreto nº 26.881, de 11/03/87), sendo a primeira de âmbito federal e a segunda de âmbito estadual (SMA-SP, 1989).

CAPÍTULO 2

MÉTODOS DE TRABALHO

2. 1. Pesquisa Bibliográfica e Levantamento dos Dados Pré-existentes

Os estudos bibliográficos objetivaram o conhecimento dos trabalhos de cunho geológico já realizados na região sul-sudeste do Brasil, particularmente da região limítrofe entre os Estados de São Paulo e Paraná, visando-se obter informações do contexto macro-geológico em que está inserido o Maciço Granítico Serra do Paratiú, assim como das características observáveis em escala local.

Além destes estudos sobre os fundamentos geológico regional e local, foram efetuados estudos gerais de granitos versando sobre aspectos petrográficos, petroquímicos, petrogenéticos e metalogenéticos, objetivando-se um aprofundamento do conhecimento do tema possibilitando a aplicação de modelos teóricos para a interpretação dos dados do Granito Serra do Paratiú.

Foram também efetuados levantamentos de todos os dados pré-existentes referentes às análises petrográficas e químicas de rocha, sedimentos de corrente e concentrados de bateia da região do Maciço Granítico Serra do Paratiú e encaixantes. Estes dados foram adicionados aos obtidos na atual pesquisa e tratados em conjunto.

2. 2. Bases Cartográficas e Fotointerpretação

Foi efetuada uma fotointerpretação da área onde está inserido o Granito Serra do Paratiú, se confeccionou um mapa fotogeológico, na escala 1:25.000, que serviu de base aos trabalhos subseqüentes de mapeamento geológico e amostragem geoquímica.

Para a elaboração do mapa base fotogeológico, foram utilizadas as fotografias aéreas na escala 1:25.000, tomadas em 1973 pela VASP - Aerofotogrametria (Figura 2.1). Para tal, contou ainda com apoio de fotografias aéreas na escala 1:60.000, provenientes do levantamento aero-fotográfico, executado em 1966, pela USAF (United States Air Force) e da carta topográfica Ilha de Cananéia (SG-23-V-A-IV-3), na escala 1:50.000, confeccionada em 1974 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE.

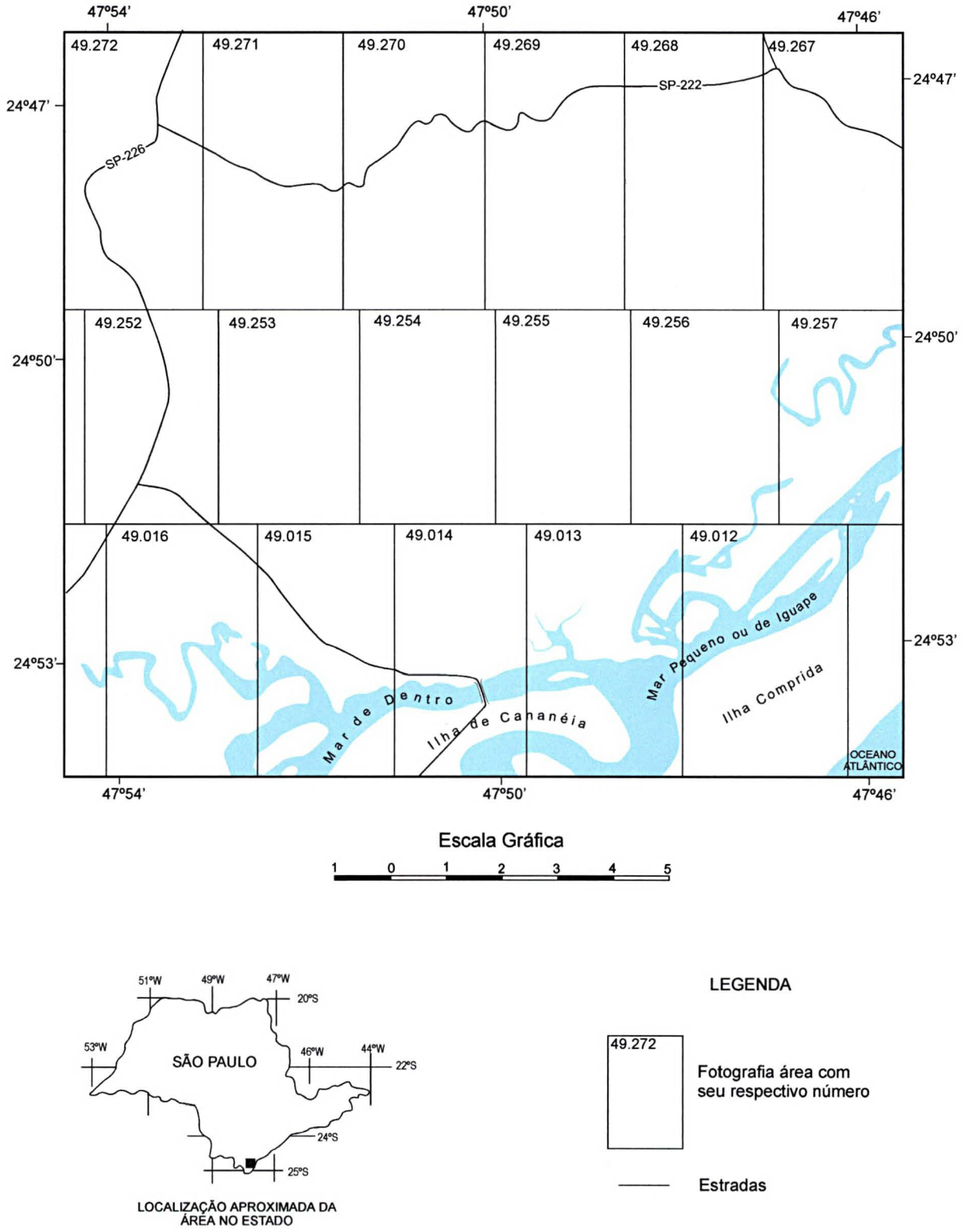


Figura 2.1- Fotoíndice da região pesquisada - Aerofoto na escala aproximada 1:25.000 (VASP Aerofogrametria S.A., 1973).

Para a área em questão dispõe-se ainda do mapeamento topográfico na escala 1:10.000, resultado de levantamento realizado em 1967, pela empresa Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul para o Departamento de Águas e Energia Elétrica - DAEE, de São Paulo.

As folhas plani-altimétricas do mapeamento acima que abarcam a área mapeada estão codificadas como se segue: AA-23, AA-24, AA-25, BB-23, BB-24, BB-25, CC-23, CC-24 e CC-25.

2. 3. Levantamento Geológico

Os trabalhos de coleta de dados para a elaboração do mapa geológico, em escala aproximada 1:38.500 (Mapa 1, anexo) que cobre a área de pesquisa, foram desenvolvidos conforme o método clássico utilizado em mapeamentos desta natureza. Com apoio de mapa base previamente elaborado na escala 1:25.000, fotografias aéreas nas escalas 1:25.000 e 1:60.000, e cartas topográficas, percorreram-se vários perfis ao longo da área, utilizando-se de todos os meios de acesso disponíveis, tais como: drenagens, trilhas, picadas, estradas, e para percorrer as regiões dos Mares de Dentro e Pequeno, utilizou-se de barcos a motor, tipo duralumínio.

Durante as atividades de campo fez-se uma descrição sistemática dos principais afloramentos da área, onde se efetuou a descrição da mineralogia das rochas presentes, assim como seus aspectos texturais e estruturais, e junto àqueles mais representativos, fez-se amostragem de rochas das quais algumas foram objetos de análises petrográficas e/ou químicas.

Concomitantemente ao desenvolvimento dos trabalhos citados acima foram efetuadas amostragens geoquímicas de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia, junto aos aluviões das drenagens que cobrem o Maciço Granítico Serra do Paratiú, e adjacências. Alguns concentrados de bateia foram coletados em poços abertos na planície de inundação em pontos distantes das calhas das drenagens atuais.

A integração das informações geológicas obtidas em campo e laboratório, associadas àquelas obtidas junto à documentação bibliográfica e cartográfica da área em estudo, permitiu a elaboração do Mapa Geológico do Maciço Granítico Serra do Paratiú e seus entornos, na escala aproximada 1:38.500, apresentado anexo (Mapa 1).

2. 4. Análises Petrográficas

No desenvolvimento dos estudos petrográficos utilizou-se dos seguintes equipamentos ópticos: microscópio petrográfico Leitz Ortholux II – Pol – BK; fotomicroscópio petrográfico Zeiss, e lupa esteroscópica binocular Wild.

Foram estudadas 37 seções delgadas através de microscopia óptica de luz transmitida. Para a classificação das rochas plutônicas adotou-se a nomenclatura proposta por IUGS (1973), Streckeisen (1976) e Le Maitre (1989). Os pontos de amostragem das rochas objeto de estudos microscópicos estão plotados no Mapa Geológico (Mapa 1, anexo). E as características petrográficas destas amostras podem ser consultadas nos Quadros 5.1 (anexo), 5.2 e 5.3.

No Complexo Turvo-Cajati foram efetuados estudos petrográficos expeditos em amostras selecionadas com o objetivo de se obter uma caracterização genérica dos principais litotipos que compõem este Complexo no domínio da área estudada (filito, metarenito, metaconglomerado, hornfels, etc) (Quadro 5.3).

Por sua vez as amostras do Maciço Granítico Serra do Paratiú, foram analisadas petrograficamente de forma minuciosa e também submetidas a análises litogeoquímicas e modais. Algumas amostras foram submetidas a ensaios de coloração seletiva de feldspatos (Quadro 5.1, anexo, e Quadro 5.2).

Nas amostras de diques básicos e "lamprofiríticos" que cortam o Maciço Granítico Serra do Paratiú, foram executadas caracterizações petrográficas exemplificadas no Quadro 5.3.

Na amostra de sericita-quartzo greisen (GSP-089-3) coletada no âmbito do Maciço Granítico Serra do Paratiú onde se verificou a presença de minerais sulfetados (pirita, pirrotita e calcopirita) efetuou-se determinação mineralógica através de seção polida (Quadro 5.3).

O estudo petrográfico do Granito Serra do Paratiú teve como objetivos principais sua caracterização e o reconhecimento de faciologias, bem como a identificação e interpretação de feições indicativas de processos tardi a pós-magmáticos que pudessem estar associados à concentração de minérios. Já que a alteração tardi a pós-magmática em maciços graníticos constitui importante processo concentrador de mineralizações.

Os procedimentos adotados para se executar os ensaios de coloração seletiva de feldspatos, suprarreferidos, foram feitos em seções delgadas e fatias de rocha de acordo com a metodologia proposta por Moraes e Rodrigues (1978) como segue:

- a seção delgada ou a fatia de rocha deverá ser exposta aos vapores ou ser mergulhada em ácido fluorídrico (52% HF) por 20 segundos, com a superfície polida voltada para baixo, lavando-a a seguir com água destilada;

- após mergulha-se a amostra em solução de cobalto-nitrito de sódio por 30 segundos (solução composta de 1g de cobalto-nitrito de sódio em 4 ml de água destilada), lavando-a em seguida com água destilada;

- expõe-se a amostra novamente aos vapores de ácido fluorídrico por 20 segundos, mergulhando-a após em solução de cloreto de bário (5% $BaCl_2$) durante 10 segundos. Lava-se a seguir com água destilada;

- finalmente, mergulha-se a amostra em solução de amaranto (15 g de amaranto em 1000 ml de água destilada) durante 120 segundos. Lavando-a novamente com água destilada, tendo-se o cuidado para não descolorir demais e nem deixar excesso de corante na amostra, secando-a na seqüência em temperatura ambiente.

Com este processo os cristais de feldspato adquirem cores diferentes: o feldspato potássico torna-se amarelo; o plagioclásio branco ou branco amarelado, e o quartzo, incolor.

Com auxílio de uma malha transparente com abertura regular de 5 mm, para rochas com matriz de granulação média a grossa (maior que 3 mm) ou de 2,5 mm, para rocha com granulação mais fina, faz-se uma contagem destes cristais e os resultados desta contagem, após transformados em porcentagens, são utilizados para cálculo da moda quartzo-feldspática. Os resultados são lançados em diagramas Q-A-P, discriminantes da nomenclatura de rochas ígneas plutônicas (IUGS, 1973; Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989).

Os ensaios de coloração seletiva de feldspatos complementam as análises petrográficas, na medida em que abranjem superfícies maiores que as seções delgadas e permite uma boa visualização da composição mineral, principalmente para as rochas de granulação média a grossa.

2.5. Litogeoquímica

O estudo litogeoquímico de amostras de rocha do Granito Serra do Paratiú objetivou o conhecimento de sua especialização, evolução magmática, ambiente tectônico e relações interelementos indicadores de potencial metalogenético.

Do ponto de vista litogeoquímico, granitos especializados em Sn são comumente enriquecidos em SiO_2 e K_2O, empobrecidos em TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, e enriquecidos em elementos raros: Li, B, F, Cl, Rb, Sn, etc. (Taylor, 1979; Tischendorf, 1977).

Abaixo são especificadas as determinações químicas efetuadas em seis amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú, na Divisão de Laboratórios da Geosol-Geologia e Sondagens Ltda, em Belo Horizonte – MG. Os métodos de análises adotados para estas determinações químicas foram os seguintes:

a) SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO e P_2O_5 por fluorescência de raios X, com amostras fundidas com tetraborato de lítio. Usou-se um espectrômetro a vácuo Rigaku-Denki com exitação com tubo de cromo (precisão ± 2%).
b) MnO, Na_2O, K_2O, Li, Cu, Zn e Pb por absorção atômica com solubilização total das amostras com $HF-HNO_3$ (precisão ± 2%).
c) FeO por via úmida com titulação com perganato de potássio.
d) Be, V, Y, Zr, Nb, Mo, Sn e Bi e por espectrometria óptica de emissão na região ultravioleta. Amostras diluídas com quartzo-grafita e exitadas no arco D. C. (precisão ± 10%).
e) Rb, Sr, Ba, Ta e W por fluorescência de raios-X usando técnica de pó prensado (precisão ± 5%).
f) Terras Raras: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu por espectrometria de plasma – ICP, após separação em resinas de troca iônica (precisão ± 10%).

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

As amostras submetidas às análises química e normativa são do tipo compostas (*chip sample*), ou seja, constituem-se de fragmentos de rocha, de 1 a 5 cm^3, coletados junto a uma área de afloramento de aproximadamente $1m^2$. Estes fragmentos foram coletados em afloramentos em que a rocha granítica se apresenta totalmente fresca, são misturados e passaram a compor uma única amostra com peso total em torno de 1,0 Kg. Em porções pulverizadas destas amostras de rocha, a uma granulometria menor que 105 micra (150 *mesh*), é que foram feitas determinações petroquímicas suprareferidas.

Vale destacar que considerando a extrema homogeneidade petrográfica apresentada em toda a extenção do Maciço Granítico Serra do Paratiú, fato confirmado pelas determinações químicas, as seis amostras analisadas quimicamente são, no nosso entender, suficiente e representam de forma convincente todo o Maciço.

No Mapa 1, anexo, pode-se verificar a localização das amostras objetos de estudos petroquímicos.

2. 6. Prospecção Geoquímica

No âmbito dos levantamentos geoquímicos, além daqueles efetuados em rocha, foram efetuadas amostragens e análises de sedimentos de corrente e concentrados de bateia. No Mapa 2, anexo, acham-se localizados os pontos de amostragens de sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

2. 6. 1. Geoquímica de Sedimentos Ativos de Corrente

Visando rastrear possíveis mineralizações contendo Cu, Zn, Pb, Mo e Sn, foram amostrados sedimentos ativos de corrente ao longo das drenagens de 1^a, 2^a e 3^a ordem na área de influência do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

Foi coletado um total de 286 amostras que foram seqüencialmente enumeradas como GSP-001-0 a GSP-286-0, e a localização da estação de amostragem das mesmas pode ser verificada no mapa de pontos (Mapa 2, anexo).

Do total das amostras de sedimentos de corrente acima 14 amostras são replicatas (4,89 % do total). Amostras replicatas são amostras coletadas 5 a 10 metros, aproximadamente, de uma amostra de rotina e que tem, portanto, a mesma representatividade espacial, pois são coletadas praticamente no mesmo ponto da drenagem. A coleta destas amostras tem como objetivo aferir os procedimentos amostrais e/ou analíticos adotados. Se verificados resultados analíticos muito díspares entre uma amostra de rotina e uma replicata, isto pode indicar problemas amostrais ou laboratoriais, que deverão ser sanados de imediato.

As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas ao longo da rede de drenagem a intervalos variáveis entre 200 e 500 metros, e, excepcionalmente, a intervalos maiores. Em grande parte das estações de amostragem foram tomados o valor do pH da água, com auxílio

da fita indicadora *Universalindikator – Merck, pH 0-14,* e todos os valores obtidos situam-se em torno de pH 5,5. Portanto, trata-se de água moderadamente ácida.

As amostras de sedimento de corrente, todas elas compostas, foram coletadas manualmente ao longo do leito do córrego, em local de fluxo permanente da drenagem. Em cada ponto de amostragem são coletados vários exemplares reunidos em uma amostra. Para que as amostras fossem as mais homogêneas possíveis, o material amostrado foi submetido a um peneiramento prévio de campo, através de peneira de plástico (branco) de 20 *mesh*, obtendo-se assim amostras com uma fração no máximo arenosa. Cada uma dessas amostras, que no geral apresentavam 0,5 a 1,0 Kg, foi acondicionada em saco plástico, lacrado com barbante ou fita crepe, e codificada com o número de sua respectiva estação. Número este que foi também marcado no local do ponto de amostragem ou proximidades, em lajedos, matacões ou árvores, com tinta *spray* vermelha, em local de fácil visualização, para eventual retorno a este ponto de amostragem.

Em laboratório estas amostras eram secadas a temperatura ambiente e quarteadas. Uma parte (alíquota) destas amostras era encaminhada para análise, e outra arquivada, para eventuais checagens ou análises complementares.

A abertura/ataque destas amostras, visando liberar os elementos a serem quantificados, foi processada com Água Régia, que corresponde a uma solução com uma parte de HNO_3 e três partes de HCl. Trata-se de um ataque forte que libera elementos do retículo cristalino de vários minerais formadores de rochas e acessórios. Por tratar-se de um ataque forte serve para detectar tanto halos geoquímicos de dispersão primária como secundária associados à concentrações minerais.

As amostras de sedimento de corrente foram analisadas para Li, Cu, Zn e Pb, por absorção atômica, F por eletrodo de íon seletivo, e Sn por colorimetria, no laboratório de geoquímica do Agrupamento de Recursos Minerais do IPT. Os resultados analíticos dos sedimentos de corrente podem ser verificados no Quadro 6.1, anexo.

Como pode ser observado no Mapa 2, anexo, a amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia não recobriu uma fração da extensão areal do Maciço Granítico Serra do Paratiú. Durante os trabalhos de campo houve problemas de acesso a algumas áreas devido a restrições impostas por um dos proprietários de terra local.

2. 6. 2. Geoquímica de Concentrados de Bateia

A amostragem sistemática de concentrados de bateia objetivou, principalmente, investigar em caráter exploratório o potencial em cassiterita (SnO_2) do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP) e, subordinadamente, caracterizar os principais minerais pesados a ele associados.

Foi coletado um total de 106 amostras que foram seqüencialmente codificadas de GSP-001-1 a GSP-106-1. A localização dos pontos de coleta destas amostras pode ser verificada no Mapa 2, anexo.

Do total de 106 amostras de concentrados de bateia, 21 exemplares foram objeto de análise mineralógica pelo Agrupamento de Petrologia do IPT, 50 foram submetidas a análise química pelo laboratório geoquímico da Geosol e, 68 amostras foram avaliadas para cassiterita através do teste de estanhagem (*staining*).

As análises mineralógicas foram executadas através de microssonda óptica de luz transmitida para os minerais transparentes, e, no caso dos não transparentes, foi utilizada a técnica da difratometria de raios X. Na Figura 2.2, pode-se observar o fluxograma adotado na preparação das amostras submetidas à caracterização mineralógica e, nos Quadros 6.3A, 6.3B, 6.3C e 6.4, os resultados obtidos.

As análises químicas dos concentrados consistiram em determinação de Sr, Y, Nb, Sn, La e Bi, por espectrografia óptica de emissão, e determinação de Ta, W e Th por fluorescência de raios X. Os resultados obtidos são apresentados no Quadro 6.5.

O teste *staining* supramencionado consiste em uma técnica simples e segura para a identificação de cassiterita (SnO_2). O mesmo é executado colocando-se aproximadamente 1 cm^3 de concentrado de bateia em um pequeno recipiente (cadinho) de zinco metálico, ao qual adiciona-se ácido clorídrico (HCl) diluído a 25%. O ataque do ácido sobre a cassiterita provoca reação em sua superficie, revestindo-a com um depósito cinza-fosco de estanho metálico. A reação envolvida no teste é a seguinte:

$$Zn_2 + 2HCl \rightarrow ZnCl_2 + 2H \rightarrow 4H + SnO_2 \rightarrow Sn_4 + 2H_2O$$

Através da técnica acima, é permitido distinguir o mineral cassiterita dos demais minerais pesados que porventura ocorram no concentrado de bateia, e, através da contagem

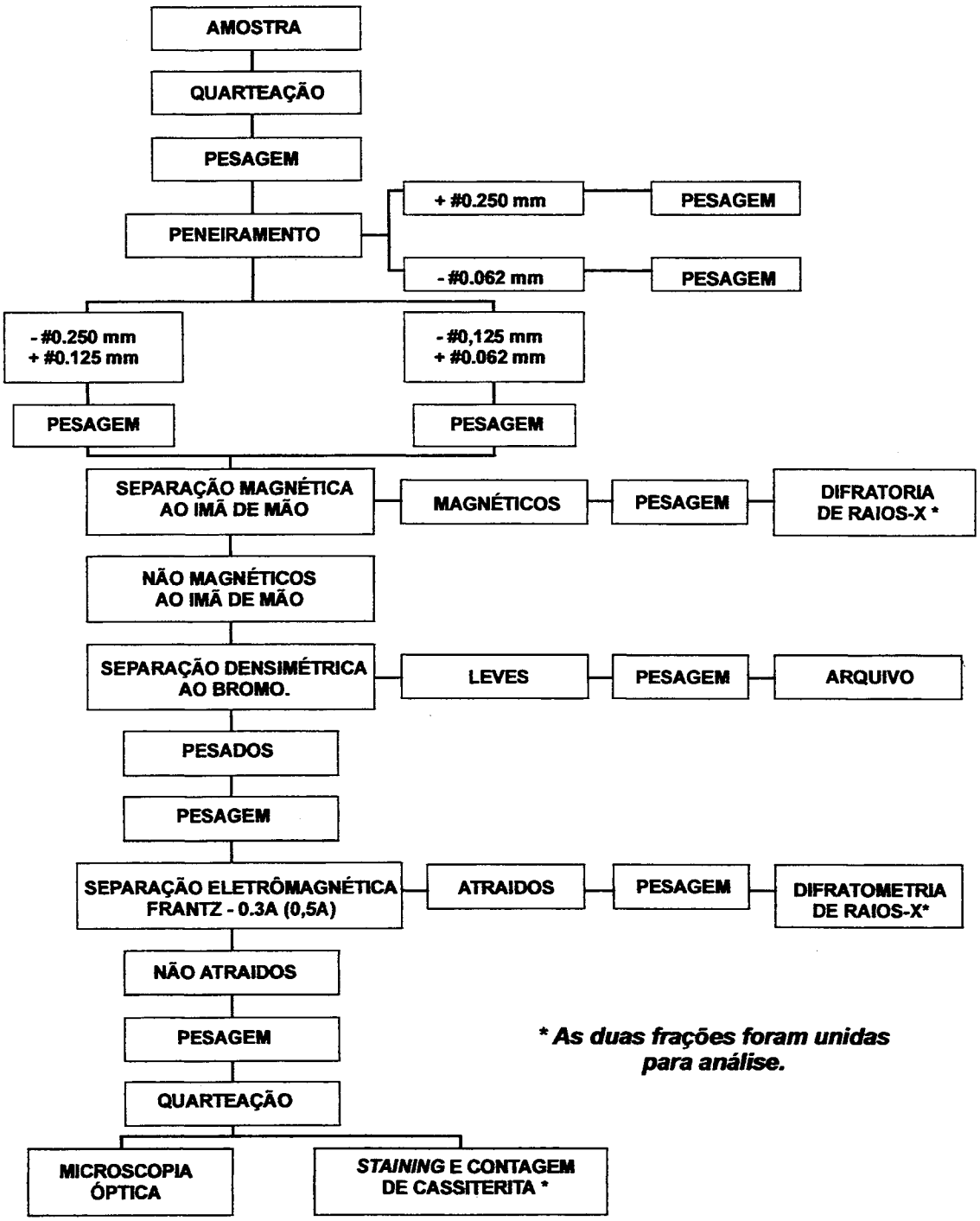


Figura 2.2 - Fluxograma adotado no tratamento dos concentrados de bateia submetidos a análises mineralógicas.

dos grãos ou mesmo da pesagem pode-se estimar o volume ou o peso de cassiterita existente em 1 m^3 ou uma tonelada de cascalho, partindo do volume inicial do material bateado, que, no caso, é em torno de 10 a 12 litros. Estudos efetuados entre as cassiteritas encontradas nestes concentrados de bateia revelaram granulometria muito fina, e que em média 40 grãos pesam $2,0 \times 10^{-3}$ gramas (Quadro 6.4).

O material submetido ao bateamento constitui-se principalmente de cascalho, inconsolidado, coletado junto a aluviões recentes, e, subordinadamente, em poços, através de canaletas; exceção feita às amostras GSP-081-1, GSP-082-1 e GSP-106-1. As duas primeiras foram coletadas junto à antiga lavra de areia localizada a SW da área mapeada, próximo à ponte do Rio Iriraia-Mirim, na fazenda São Luís; e a terceira, na barranca definida pela Formação Cananéia, no extremo sul da área, a SW do povoado Pedrinhas.

Na totalidade das amostras, a concentração deu-se por processo manual através de bateia metálica, que concentra hidrogravimetricamente os minerais pesados. O volume inicial de cascalho bateado, como dito acima, foi sempre em torno de 10-12 litros.

2. 6. 3. Tratamento Estatístico dos Dados Químicos

Os resultados obtidos das análises geoquímicas de sedimento de corrente (Quadro 6.1, anexo) foram submetidos a tratamento estatístico. O tratamento dos dados geoquímicos visa a obtenção de parâmetros geoquímicos importantes, tais como: *background* (teor normal de um elemento ou composto químico em um dado material) e limiar (limite superior de oscilação de um *background*), os quais definem uma anomalia, que por sua vez é um dado geoquímico incomum, ou seja, fora do *background*.

2. 7. Prospecção Geológica

Foram abertos na área, no domínio dos aluviões (Qha), oito poços exploratórios objetivando a coleta de concentrados de bateia para se estudar o perfil da cobertura aluvionar e identificar aluviões recentes e ou paleo-aluviões com concentrações de minerais pesados, particularmente de cassiterita.

As seções destes poços tinham dimensões de aproximadamente 1,2 m x 1,5 m, e profundidades de 3,2 m no poço GSP-083-1; 3,1 m no poço GSP-084-1; 2,9 m no poço GSP-092-1; 4,5 m no poço GSP-093-1; 2,4 m no poço GSP-096-1; 3,1 m no poço GSP-098-1; 3,1

m no poço GSP-099-1 e 2,7 m no poço GSP-100-1. A profundidades destes poços é aproximadamente coincidente com a profundidade do lençol freático, já que ao atingir o lençol freático os constantes desmoronamentos das paredes dos poços inviabilizam o prosseguimento.

A localização destes poços pode ser observada no Mapa 2, anexo. A nomenclatura adotada para enumerá-los é a mesma adotada para as amostras de concentrados de bateia. A amostragem do material bateado nestes poços foi feita através de canaletas verticais, com seções quadradas de 10 cm de lado, abertas ao longo das quatro paredes dos poços. O material assim coletado passou a compor uma única amostra que foi submetida ao processo de bateamento para obtenção do respectivo concentrado de bateia.

O perfil da cobertura aluvionar verificado junto a cada um destes oito poços de pesquisa, no geral, é muito homogêneo. Verifica-se até 1,5 a 2,0 m de profundidade a predominância de solo argilo-siltoso e argilo-síltico arenoso, amarelo-avermelhado e/ou acinzentado, que grada em profundidade para um material arenoso de granulação fina a média, localmente areia grossa e cascalho fino, de cor, predominantente, acinzentada. Tratam-se de areias quartzosas, localmente pouco arcoseanas e com a presença de bolas de argila.

Além dos poços, foram abertas, localmente, algumas trincheiras cujos objetivos eram certificar-se de possíveis zonas hidrotermalizadas e/ou mineralizadas em pontos específicos do granito, principalmente junto às zonas geoquimicamente anômalas (Mapa 2, anexo). Porém, em nenhum caso foram detectadas ocorrências concretas de hidrotermalismo e mineralização que confirmassem tais indícios e justificassem o prosseguimento dos trabalhos prospectivos.

CAPÍTULO 3

GRANITOS: DEFINIÇÃO, CONTEXTO TECTÔNICO, CLASSIFICAÇÃO E METALOGENIA.

3. 1. Definição de Granito.

Pela classificação recomendada pela Internacional Union of Geological Sciences (IUGS), granitos são rochas cuja composição mineralógica as situa nos domínios 3a (sienogranito) e 3b (monzogranito) no diagrama QAP (IUGS, 1973; Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989) (Figura 3.1).

Entretanto definições genéricas também dizem que granitos são rochas ígneas plutônicas constituídas essencialmente de quartzo, feldspatos alcalinos e/ou plagioclásio em quantias variável, além de minerais ferromagnesianos, usualmente hornblenda e/ou biotita.

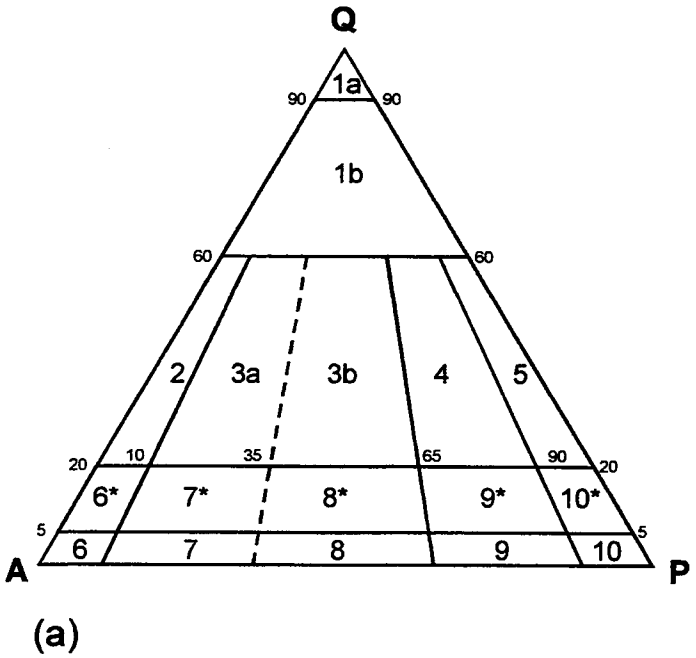
Em vista disto à subcomissão da International Union of Geological Sciences (IUGS) sugeriu o termo granitóide ou rochas graníticas para descrever de forma genérica e preliminar, para uso em campo, para as rochas ígneas plutônicas, com quartzo entre 20 e 60%, que compreendem álcali-feldspato granitos, granitos (sienogranitos e monzogranitos), granodioritos e tonalitos, ou seja, os campos 2, 3a, 3b, 4 e 5 do diagrama QAP (Figura 3.1).

Granito é a rocha ígnea plutônica mais abundante na crosta terrestre, corresponde a 44% do total, seguida de granodioritos (34%), gabros (13%), tonalitos (8%), dioritos (1%), peridotitos (0,5%), anortositos (0,5%) e sienitos (0,5%) (Choudhuri, 1997).

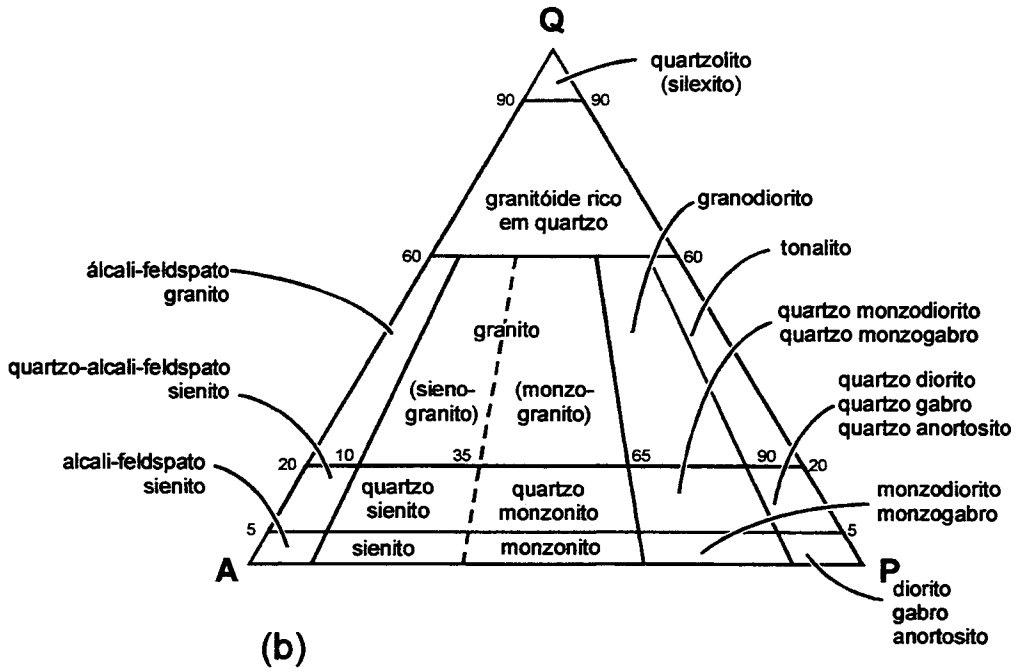
Na Figura 3.2, tem-se o triângulo QAP mostrando os domínios ocupados pelas séries graníticas segundo Lameyre e Bowden (1982), e na Figura 3.3, as mineralizações associadas a estas séries graníticas, segundo e Lameyre *et al.* (1982).

3. 2 . Contexto Tectônico e Classificação de Granitos.

O estudo sistemático pioneiro acerca da geoquímica de granitos relacionando-os com o contexto tectônico de origem deve-se a Pearce *et al.* (1984). Estes autores utilizando-se de diferentes relações entre as concentrações dos elementos traços Rb, Y, Yb, Nb e Ta (em ppm), assim como em relação à sílica (SiO_2, em %), discriminaram diferentes tipos de granitos e as suas relações com diferentes contextos tectônicos. As relações dos elementos traços Y, Rb e



(a)



(b)

Figura 3.1 - Classificação e nomenclatura de rochas plutônicas de acordo com seu conteúdo de mineral modal (em % vol.), usando o diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989). Na extremidade do triângulo têm-se: Q = Quartzo, A = Feldspato alcalino e P = Plagioclásio (An_{5-100}). Q+A+P = 100%. Em (a) vê-se os números adotados para os diferentes campos do diagrama QAP, e em (b) a nomenclatura adotada para as rochas que representam estes campos.

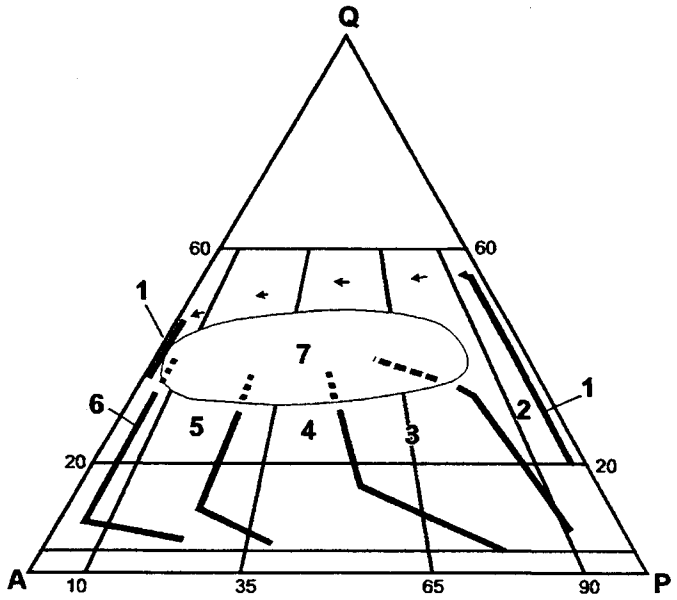


Figura 3.2 - Triângulo QAP mostrando os domínios ocupados pelas séries graníticas (rochas com mais de 20% de quartzo). Domínio 1 = granitóides toleíticos; 2 = granitóides calcio-alcalinos trondhjemíticos, com baixo teor em K; 3 = granitóides calcio-alcalinos, com teor normal em K; 4 = granitóides calcio-alcalinos monzoníticos ou com alto teor em K; 5 = granitóides aluminosos potássicos das províncias alcalinas; 6 = granitóides peralcalinos sódicos das províncias alcalinas; 7 = domínio superposto ocupado pelos granitóides formados pela fusão da crosta (Lameyre e Bowden, 1982).

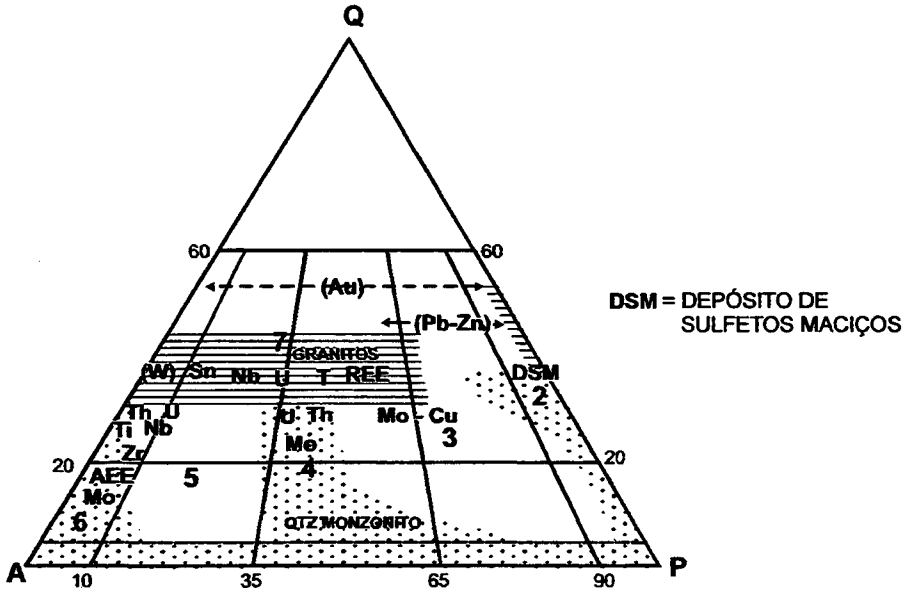


Figura 3.3 - Mineralizações associadas às séries graníticas definidas no triângulo QAP (Lameyre *et al.*, 1982).

Nb versus SiO_2; Nb versus Y; Ta versus Yb; Rb versus (Y+Nb); Rb versus (Yb+Ta), se revelaram muito eficientes para isto. Utilizando destas relações Pearce *et al.* (1984) caracterizaram os granitos típicos de arcos vulcânicos (VAG), colisionais (COLG), intraplacas (WPG) e de cadeias oceânicas (ORG), e cada um destes tipos foram divididos como é mostrado a seguir:

- Granitos de Arcos Vulcânicos (Volcanic Arc Granites – VAG)
  - granitos em arcos oceânicos dominados por basaltos toleiíticos
  - granitos em arcos oceânicos dominados por basaltos cálcio-alcalinos
  - granitos em margens continentais ativas
- Granitos Colisionais (Collisional Granites - COLG)
  - granitos sin-tectônicos associados com colisão continente-continente
  - granitos pós-tectônicos associados com colisão continente-continente
  - granito sin-tectônicos associados com colisão arco-continente
- Granitos Intraplacas (Whitin Plate Granites - WPG)
  - granitos em complexos anelares intracontinentes
  - granitos em crosta continental atenuada
  - granitos em ilhas oceânicas
- Granitos de Cadeias Oceânicas (Ocean Ridge Granites - ORG)
  - granitos associados a cadeias oceânicas normais
  - granitos associados a cadeias oceânicas anômalas
  - granitos associados a cadeias de bacia retroarco
  - granitos associados a cadeias de bacia antearco

Estes granitos tendem a apresentar uma assinatura geoquímica (composicional) muito variável, de acordo com o ambiente tectônico de origem.

Os granitos originados em arcos vulcânicos (VAG) apresentam natureza cálcio-alcalina (*sensu lato*), são metaluminosos a fracamente peraluminoso. Nos arcos toleiíticos (tipo M); nos arcos cálcio-alcalinos (tipo I). Àqueles originados em margem continental ativa são cálcio-alcalinos, metaluminosos a fracamente aluminosos (tipo I). Nos estágios mais tardios podem desenvolver granítos alcalinos e granitos de alto-K (shoshonitos). Nos granitos originados em colisão continente-continente (COL), são calcioalcalinos e peraluninosos (sin-colisão – tipo S; pós-colisão – tipo I). Àqueles intraplacas (anorogênicos) (WPG) são de

natureza alcalina (crosta normal) ou apresentam tendência toleiítica (crosta delgada), enquanto que aqueles de cadeias meso-oceânicas (ORG) são ilhas tipo Islândia (Icelanditos), tipicamente toleiíticos e Complexos Ofiolíticos (Botelho *et al.*, 1999).

Os granitos tipo I e S, foram propostos por Chappell e White (1974) para granitos da faixa dobrada paleozóica do leste da Austrália. Trata-se de uma classificação que diz respeito à fonte do magma granítico que lhes deu origem, ou seja, os granitos do tipo I são produtos de fusão parcial de rochas ígneas, enquanto que os do tipo S são produtos de fusão de rochas sedimentares.

Segundo Botelho *et al* (1999), os granitos tipo M apresentam características semelhantes ao tipo I, são produtos indiretamente de fusão de crosta oceânica subductada, ou diretamente da cristalização fracionada e diferenciação de magma basáltico. Enquanto que, segundo estes mesmos autores, os granitos do tipo A (anorogênico) não seguem o mesmo modelo de classificação adotado para os granitos tipo I, S e M, pois não depende da fonte de origem. Trata-se de uma classificação tectônica. Correspondem aos granitos intraplacas de Pearce *et al.* (1984). A letra A que tipifica estes granitos diz respeito também ao fato que tais granitos normalmente apresentam natureza alcalina e são anidros, aluminosos e anômalos. Os granitos tipo A, em geral, são granitos evoluídos e comumente são anômalos nos elementos F, REE, Th, Rb e Ba.

Os granitos tipo S, segundo Botelho *et al* (*op cit.*), são tipicamente mais reduzidos que os granitos tipo I. Nos granitos tipo S predomina os feldspatos potássicos de cor cinza e os minerais acessórios: ilmenita, pirrotita, monazita e moscovita, enquanto que nos granitos tipo I, predomina o feldspato potássico róseo e os minerais acessórios: magnetita, pirita e titanita. Sendo que alguns granitos do tipo I podem ser relativamente reduzidos, contendo ilmenita, feldspato potássico cinza e hornblenda (Botelho *et al.*, *op. cit.*).

Ishihara (1981) afirma que o estado de oxidação dos magmas félsicos inalterados é governado principalmente pela razão Fe^{3+}/Fe^{2+} no líquido magmático; que por sua vez é controlada pela região fonte do magma. Em função disto este autor definiu no Japão, duas séries graníticas, ou seja: granitos da série magnetita e granitos da série ilmenita (Quadro 3.1). Os granitos da série magnetita correspondem aos granitos do tipo I, enquanto que o da série ilmenita correspondem aos granitos do tipo I e S de Chappell e White (1974).

Wang *et al.* (1983, 1984), definiram na China os granitos dos tipos 1 e 2. Os granitos do tipo 1 correspondem aos granitos do tipo S ou a Ilmenita, e do tipo 2, aos granitos do tipo I ou a magnetita. O Quadro 3.2, extraído de Biondi (1986), sintetiza as mineralizações e tipos

Granitos da **Série Magnetita** ou do Tipo I	Granitos da **Série Ilmenita** ou do Tipo I e S
Preseça de magnetita > 0,1% (vol.)	Presença de magnetita e ilmenita < 0,1% (vol.)
Suceptibilidade magnética maior que 1 x 10^-4 emu/g.	Suceptibilidade magnética menor que 1 x 10^-4 emu/g.
Fe2O3/FeO > 0,5	Fe2O3/FeO < 0,5
Valores do isótopo δ34S positivo	Valores do isótopo δ34S negativo
Baixos valores isotópicos δ18O	Altos valores isotópicos δ18O
Os principais minerais acessórios são: magnetita (0,1 a 2,0% vol.), ilmenita, hematita, pirita e calcopirita	Os principais minerais acessórios são: ilmenita, pirrotita, grafita, monazita, granada e moscovita
As razões Fe/(Fe+Mg) das biotitas e anfibólios diminui com o aumento de SiO2 na rocha	As razões Fe/(Fe+Mg) das biotitas e anfibólios cresce com o aumento de SiO2 na rocha

Quadro 3.1 – Características identificadoras dos granitos das séries ilmenita e magnetita, segundo Ishihara (1991). Extraído de Biondi (1986).

Local	Tipos de Série Granítica	Mineralizações e Tipos de Depósitos
Austrália e Tasmânia	I	Cu (+Au), Cu-Mo e Mo em depósitos disseminados apicais, tipo "cobre nos pórfiros"
	S	Sn e W
Japão	Magnetita	S, Pb, Zn, Cu (sulfetos), Au+Ag e a maior parte do Mo, em depósitos do tipo "cobre nos *pórfiros*" e *do tipo Kuroko*.
	Ilmenita	Sn (cassiterita), W (wolframita), B e F
China	2	Fe, Cu (au), Mo (W), Zn, Pb, (Ag), nesta ordem de zonação, em depósitos do tipo "cobre nos pórfitros" (Cu, Au e Mo), escarnítico, veios hidrotermais e vulcanogênicos estratiformes.
	1	TR, Nb, Ta (Li, Rb, Cs), Sn, Be, W, Mo, Bi, As, Cu(Sn), Zn, Pb, Sb, Hg, U, nesta ordem de zonação.

Quadro 3.2 – Mineralizações e tipos de depósitos associados às séries graníticas observadas em diferentes locais. Extraído de Biondi (1986).

de depósitos associados às séries graníticas observadas nos diferentes locais onde foram definidas.

O estudo mineralógico dos concentrados de bateia do Granito Serra do Paratiú revelaram presença acentuada de ilmenita sobre magnetita. Dentre as diversas escolas existe um consenso de que as mineralizações de Sn e W tendem a se associar com magmas reduzidos (série ilmenita), enquanto que as mineralizações de Cu, Au e Mo associam-se com magmas mais oxidados (série magnetita).

Quanto ao sistema alfabético de classificação de granitos apresentado acima, ou seja, granitos do tipo S, I, M e A, Clarke (1992) faz críticas por considera-lo pouco preciso e em muitos casos artificial. Primeiro por que as bases adotadas nesta classificação têm conotações distintas (genética, tectônica, etc.) e, segundo, que a grande maioria dos granitos, na verdade, apresentam origens híbridas. Como já descrito anteriormente, os granitos tipo S implicariam fontes a partir de rochas sedimentares ou protólitos supracrustais. Os do tipo I fontes ígneas máficas a intermediária ou derivação infracrustal. Os do tipo M implicariam fonte mantélica, ou indiretamente através da fusão parcial de crosta oceânica subductada ou diretamente por cristalização fracionada de magma basáltico. Enquanto que os granitos tipo A estariam relacionados ao contexto tectônico de origem, seriam próprios de cratons estáveis e zonas de riftes. Clarke (*op. cit.*) destaca que dada complexidade química e genética da crosta terrestre os granitos apresentam, como regra, fontes híbridas. Portanto um único granito pode apresentar características de mais de um tipo, o que dificulta muitas vezes o enquadramento de um dado granito em um tipo ou outro. Assim sendo, no entender deste autor, este sistema alfabético de classificação de granitos é pouco objetivo e na maioria das vezes artificial.

Barbarin (1999) chama a atenção para o fato que muitos autores têm proposto relacionamento de tipos de granitóides com contexto tectônico, contudo, ressalta, que a relação dos principais tipos de granitóides com o ambiente geodinâmico permanece objeto de controvérsia, e que muitos petrólogos questionam o uso dos mesmos como indicadores de evolução geodinâmica. Segundo este mesmo autor, um granitóide não deve ser usado isoladamente como indicador geodinâmico, mas, necessariamente, deverá antes ser corretamente tipificado, precisamente datado e associado com dados estruturais regionais.

Foerster *et al.* (1997) usando um extenso banco de dados geoquímicos de granitos dos vários ambientes tectônicos mostram que nem sempre há coincidência entre o domínio tectônico sugerido pelos diagramas discriminantes propostos por Pearce *et al.* (1984) e o ambiente tectônico real. Por outro lado, mostram que, aliados a um conhecimento do contexto

geológico e outros parâmetros geoquímicos, estes diagramas discriminantes são de grande valia no estudo da granitogênese de uma região.

Barbarin (*op. cit.*) faz um trabalho de revisão das relações entre tipos de granito, suas origens e ambientes tectônicos. Discute os vários ambientes de formação de granito, e apresenta as várias classificações de granito existentes na literatura. No Quadro 3.3, elaborado por este autor, têm-se as classificações de granitos propostas por quase duas dezenas de autores.

Note-se que as diferentes classificações baseiam-se em parâmetros distintos, tais como: parâmetros químicos (Shand, 1927, 1943; Lacroix, 1933); petrográficos (Tischendorf e Pälchen, 1985, entre outros); composição dos enclaves (Didier e Lameyre, 1969; Didier *et al.* 1982); mineralógicos (Lameyre, 1980; Lameyre e Bowden, 1982); óxidos opacos (Ishihara, 1977); geoquímica dos elementos maiores (Chappel e White, 1974, 1983; De La Roche, 1986); geoquímica dos elementos traços (Tuson e Kozlov, 1973; Pearce *et al*, 1984); ambiente tectônico (Pitcher, 1983, 1987) e mineralizações associadas (Keqin *et al.*, 1982). Barbarin (*op. cit.*) propõe também uma classificação relacionando os tipos petrogenéticos de granito, suas origens e o ambiente geodinâmico (Quadro 3.3).

3. 3. Metalogênese de Granitos.

A metalogênese aqui enfocada diz respeito a depósitos minerais granófilos, segundo tradução livre do termo "*granophile mineral deposits*" apresentado por Strong (1988), significando depósitos tipicamente hospedados por granitóides leucocráticos e ricos em quartzo. As mineralizações granófilas representam um *continuum* onde em uma das extremidades estão as mineralizações litófilas e na outra extremidade as mineralizações calcófilas.

3. 3. 1.Depósitos com Minerais Litófilos.

A importância das rochas graníticas como fonte de metais raros, elementos de terras raras, metais básicos e outras mineralizações associadas, despertou nas últimas décadas o interesse de pesquisadores em diversas partes do mundo resultando numa vasta contribuição, abordando contextos específicos dentro da metalogenia, os quais procuram reconhecer

Parâmetros	Autores	Origem									
		Crustal		Mixta				Mantélica			
Primeiras nomenclaturas químicas	Shand (1927, 1943)	Rochas Peraluminosas		Rochas Metaluminosas						Rochas Peralcalinas	
	Lacroix (1933)	Rochas Cálcio-alcalinas Hiperaluminosas		Rochas Cálcio-alcalinas						Rochas Alcalinas	
Petrográficos	Capdevila e Flor (1970) Capdevila *et al*. (1973)	Granitos Mesocrustais		Granitos Mixtos		Granitos Basicrustais					
	Orsini (1976, 1979)			A.M. Sub-Alcalino Aluminosos		A.M Sub-Alcalino Hipoaluminoso	A.M. Cálcio-Alcalino				
	Yang Chaoqun (1982)		Tipo - MM	Tipo - CR		Tipo-MS				Tipo-MD	
	Tischendorf e Palchen (1985)	Si	Ss	Si		Ikk	Iok	Imt		Ima	
Enclaves	Didier e Lameyrer (1969) Didier *et al.* (1973)	Tipo - C (Crustal) ("Leucogranitos")			Tipo - M (Mixto ou Mantélico) ("Monzogranitos e Granodioritos")						
Mineralogia (Sistema QAP)	Lamayre (1980) Lamayre e Bowden (1982)	"Leucogranitos" (Fusão Crustal)		Série Cálcio-Alcalina (Alto-K, Médio-K ou Baixo-K)				Série Toleiítica		Série (Per) Alcalina	
Minerais Máficos	Orossi e Chevremont (1987)	A.M. Aluminopotássico (s.s. ou compostos)				A.M Monzonítico	A.M Cálcio-Alcalino	A.M Toleiítica		A.M. (Per) Alcalina	
Composição da Biotita	Nachit *et al.* (1985)	Ígneas Alumino-Potássicas				Ígneas Cálcio-Alcalinas e Sub-Alcalinas				Ígneas Alcalinas e Hiper-Alcalinas	
Morfologia do Zircão	Pupin (1980, 1985)	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3		Tipo 4 e 5		Tipo 7		Tipo 6	
Óxidos Opacos	Ishihara (1977) Czamanske *et al.* (1980)	Série Ilmenita					Série Magnetita				
Geoquímica (Elementos Maiores)	Chappell e White (1974, 1983) Collins *et al*. (1982) Whalen *et al*. (1987)			Tipo - S		(Tipo - I)		Tipo - M		(Tipo - A)	
	De La Roche (1986) De La Roche *et al.* (1980))	M.A. AK-L		M.A. AK-G		M.A. AS	M.A. CA	M.A. TH		M.A. A-PA	
	Debon e Le Fort (1983, 1988)	M.A. Aluminosos			M.A. Cafêmico e Cafêmico-Aluminosos						
	Maniar e Piccoli (1989)	C C G				P O G	C A G	I A G	O P	R R G	C E U G
Geoquímica (Elementos Traços)	Tauson e Kozlov (1973)	Leucogranito Plusmatítico	Granitos Ultra-MM		Granito Palingênico (Normal e Sub-Alcalino)			Plagiogranitos		Leucogranitos Agpaítico	
	Pearce *et al.* (1984)	Granitos Colisionais - COLG (Sintectônicos)			(Pós-Tectônicos)		Granitos de Arco Vulcânico - VAG		ORG	Granitos Intraplaca - WPG	
Mineralizações Associadas	Xu Keqin *et al.* (1984)	Série Transformação (Derivada de Tectonismo intracontinental ou colisional)			Série Sintexia (Derivada de Subducção Crosta Oceânica / Crosta Continental)			Série Mantélica (Subducção Crosta Oceânica / Crosta Oceânica)			
Ambiente Tectônico	Pitcher (1983, 1987)	Tipo Hercinótico		Tipo Caledoniano			Tipo Andino	Tipo Pacífico - W		Tipo Nigéria	
Classificação Síntese Sugerida por Barbarin (1999)		MPG	CPG		KCG		ACG	ATG	RTG	PAG	

Quadro 3.3 – Classificações de granitos segundo a origem e o ambiente tectônico (Barbarin, 1999).

contextos tectônicos, processos e contextos metalogenéticos que levam à identificação de granitos férteis (mineralizados).

Numa rápida retrospectiva do último cinqüentenário, podemos nos recordar dos trabalhos pioneiros em geoquímica que admitiam que granitos mineralizados deviam apresentar maiores teores em SiO_2 e K_2O. Entretanto, logo se percebeu que esta era uma tendência geral, mas não universal. O excesso de SiO_2 poderia resultar de uma série de processos metassomáticos que modificam a composição final da rocha.

Nos últimos anos, além dos estudos dos óxidos maiores, alguns autores procuram reconhecer os granitos férteis pelo conteúdo dos elementos traços. Partem da hipótese de que se uma rocha se cristaliza a partir de um líquido rico em elementos metálicos e gera mineralizações, ela deve apresentar teores acima da média nestes elementos, isto é, seriam geoquimicamente especializadas.

Esta corrente foi coroada com os trabalhos de Tischendorf (1977), que estabeleceu o conteúdo específico dos óxidos maiores em granitos especializados, assim como o conteúdo de alguns elementos raros. Taylor (1979) apresentou uma compilação desta linha de pensamento reunindo dados de várias províncias mundiais mineralizadas a Sn e W. O citado autor conclui que a especialização geoquímica é comum em algumas províncias (*e. g.* Tasmânsnia), rara em outras (*eg.* Cornwall), e há também aquelas em que não há granitos especializados e apresentam mineralizações em Sn e W (*e.g.* Malásia).

Diante dos fatos apresentados por Taylor (*op. cit*), conclui-se que a especialização geoquímica pode refletir a presença de mineralização, embora a sua ausência não signifique necessariamente granitos estéreis.

Outro critério de certa forma análogo a esta linha de pensamento, consiste na verificação de granitos férteis pelos teores anômalos de elementos radioativos (Yeates *et al*, 1982). A associação de metais raros (Sn e W) com elementos radioativos reflete etapas mais evoluídas dos plutons graníticos, nas quais ocorre a separação de fase fluida com a conseqüente concentração de elementos incompatíveis. O comportamento geoquímico similar dos elementos Sn, W, U e Th, incompatíveis e hidrófilos permitem que eles se concentrem e migrem em soluções residuais, daí a relação entre o fracionamento do Sn e W e o conteúdo radioativo. São exemplos desta constatação os granitos da faixa do *Lachlan Fold Belt*, Paleozóico Médio a Superior, na Austrália, e dos cinturões hercinianos e caledonianos na Europa.

Plant *et al.* (1985) reconheceram que nos granitos com alto conteúdo de elementos radioativos a mineralização poderia advir de um reaquecimento do corpo granítico, devido ao decaimento radioativo. Reaquecimento este que poderia promover a circulação de fluidos e gerar a coleta e concentração de minerais de F, Ba, U, Th, etc.

O comportamento dos elementos formadores de minério em granitos mineralizados e não mineralizados, segundo Plant *et al.* (*op. cit.*), é apresentado no Quadro 3.4. Quadro este que relaciona minerais primários e secundários portadores de elementos mineralizantes em rochas mineralizadas e não mineralizadas.

Diferenciação magmática também pode ser reconhecida ou inferida através de dados gravimétricos – anomalias negativas, em associação com corpos graníticos, anomalias essas que indicam corpos de raízes profundas (base da crosta); portanto as massas graníticas que chegaram às porções superiores da crosta tiveram maior oportunidade de atingir alto estágio de diferenciação magmática. A utilização conjunta das ferramentas exploratórias "radiometria" para detectar anomalias de U e Th (separação da fase fluída) e de gravimetria para determinar granitos de raízes profundas (alta diferenciação magmática), tem-sedemonstrado uma técnica eficiente e eficaz na identificação de granitos férteis (mineralizados).

Um exemplo claro desta situação ocorre no Canadá, onde é conhecido um número razoável de "*hot granites*". Segundo Darnley (1982) e Chatterjee e Muecke (1982) existe boa correlação entre granitos uraníferos, baixos gravimétricos e mineralizações de Sn e W.

No Brasil, Silva e Pressinotti (1991) reconheceram à semelhança dos granitos mineralizados a Sn e W da província herciniana européia ou ao caso canadense, os granitos mineralizados a Sn e/ou W no Estado de São Paulo, que apresentam anomalias radiométricas elevadas (*e.g.* Correas e Itaoca).

Mineralizações de Sn e W são típicas de cúpulas graníticas posicionadas em alto nível crustal e é necessário o desenvolvimento de uma fase fluida rica em voláteis para que ocorram os processos de alteração e mineralização. Porém, granitos para atingir alto nível crustal devem ser anidros, pois granitos hidratados tendem a se posicionar em níveis crustais inferiores.

Esta situação paradoxal que exige granitos hidratados para gerar mineralizações e granitos anidros (antagônicos ao desenvolvimento de mineralização) para se posicionarem em elevado nível crustal foi resolvida pelo modelo de mineralização de Simpson *et al.* (1979), retomado por Plant *et al.* (1983, 1988), desenvolvido para os granitos caledonianos e hercinianos do sudeste da Inglaterra, porém estendido para toda a província granítica

Elemento	Rocha Mineralizada	Rocha Não - Mineralizada	
		Rocha Intermediária	Rocha Ácida
Li	micas de lítio (pegmatitos), espudomênio, ambligonita.	hornblenda, biotita e feldspatos.	biotita e feldspato
Rb	micas secundárias, argilas (baixa temp.), feldspato-K (adulária)	biotita e outras micas, feldspatos	micas e feldspato K.
Be	berilo, bertrandita, fenacita, crisoberilo	plagioclásio, moscovita	plagioclásio, moscovita
F	fluorita, topásio, vilhaumita, apatita.	anfibólios, micas.	micas.
Cu	sulfetos.	piroxênios, anfibólios, biotita, magnetita.	biotita (Cu-Mo pórfiros)
Zn	suifetos.	anfibólio, biotita, magnetita	biotita
Pb	sulfetos.	feldspatos, minerais acessórios ricos em U e Th.	feldspatos e minerais acessórios ricos em U e Th.
Nb	columbita, pirocloro, loparita e niobo-tantalatos	ilmenita, zircão, esfeno, biotita.	ilmenita, zircão, esfeno, biotita.
Ta	tantalita, microlita, niobo-tantalatos.	ilmenita, zircão, esfeno, biotita.	ilmenita, zircão, esfeno, biotita.
Mo	molibdenita, wulfenita.	magnetita, ilmenita, esfeno, plagioclásio.	esfeno, feldspato K, plagioclásio.
Sn	cassiterita, turmalina.	biotita, moscovita, ilmenita.	biotita, moscovita, ilmenita.
Cs	-	biotita, moscovita.	biotita, moscovita.
W	tungstatos.	biotita.	biotita.
Th	monazita, torita.	zircão, esfeno, biotita, monazita, apatita, xenotima, alanita.	zircão, esfeno, monazita, apatita, biotita, xenotima, alanita.
U	uraninita, petchblenda, fosfatos, hematita, martita, niobo-tantalatos.	zircão, esfeno, biotita, monazita, apatita, xenotima, alanita.	zircão, monazita, biotita, apatita, xenotima, alanita, esfeno.
Terras raras (TR)	silicatos complexos, monazita, xenotima, alanita, niobo-tantalatos.	biotita, plagioclásio (Eu), monazita, alanita, esfeno.	apatita, zircão, micas (Terras Raras Leves)
Ba	barita, cimerita, celsiana.	micas, plagioclásio.	micas e feldspatos K.

Quadro 3.4 – Comportamento dos elementos formadores de minério em rochas mineralizadas e não mineralizadas (Plant *et al.*, 1985). Extraído de Silva e Pressinotti (1991).

herciniana européia. Estes granitos são caracterizados por: a) razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} elevada; b) altos valores de O_{18}; e c) altos teores de elementos incompatíveis (Sn, F, Li, Be, Th e Pb). De acordo com Simpson *et al. (op. cit.)*, a hidratação do magma é feita por fluidos das encaixantes a altas temperaturas, acarretando a retirada dos elementos formadores de minério por redução de minerais primários e acessórios, para formar em sistemas de veios e mineralizações. Esta conclusão adveio da constatação de que nos processos de greisenização, turmalinização, e mineralização que ocorrem naqueles granitos foram acompanhados de uma intensa interação com água meteórica, conforme ficou demonstrado pelos estudos de isótopos de oxigênio e hidrogênio.

Neste sentido vale destacar que o Complexo Turvo-Cajati, encaixante do Granito Serra do Paratiú, é constituído de rochas metassedimentares, as quais poderiam suprir aporte aquoso meteórico e eventualmente elementos complexantes, tais como F, B e Cl.

Ainda em relação às fontes de fluidos, segundo Figueiredo (2000), os magmas, dependendo da pressão, podem conter de 1% a 10% de água, e as rochas ígneas contêm menos que 1%. Portanto, segundo este autor, durante a cristalização do magma, podem constituir excelentes fontes de soluções aquecidas, normalmente enriquecidas em metais solúveis. Quanto mais profunda for a câmara magmática, maior será a tendência de água se concentrar na porção superior ou zona de cúpula do corpo intrusivo, ou escapar para porções superiores e mais frias da crosta.

O modelo de mineralização de Simpson *et al.* (*op cit*), foi adotado por Silva e Pressinotti (1991) para as mineralizações observadas no Estado de São Paulo, pela analogia de algumas feições geológicas e geofísicas descritas para a província granítica herciniana na Europa Ocidental, quais seja:

a) mineralizações associadas com granitos evoluídos;
b) mineralizações essencialmente filonianas, associadas a descontinuidades estruturais e associadas a processos de alteração caracterizados por metassomatismo potássico,sódico e greisenização;
c) granitos posicionados em alto nível crustal;
d) mineralizações associadas com anomalias gravimétricas negativas (*e. g.* granitóides Itaóca e Correas e enriquecimento em radioelementos (U e/ou Th e/ou K).

A Figura 3.4 exibe uma representação esquemática da metalogênese de Sn e W em granitos do sul do Estado de São Paulo, elaborada por Silva e Pressinotti (*op. cit*), baseado em Plant *et al.*(1988).

Ainda sobre os depósitos de Sn, Botelho *et al.* (1999) afirmam que os mesmos encontram-se associados às zonas apicais de intrusões graníticas rasas (1-4 Km de profundidade), em diferentes ambientes tectônicos. Sendo que as maiores concentrações de Sn ocorrem em ambientes sin-colisionais e anorogênicos, associados a granitos de composição peralcalina ou peraluminoso, e um dos principais fatores na formação de tais depósitos é o enriquecimento em B, F e Li nos magmas graníticos considerados como granitos evoluídos. Os minerais como topásio, fluorita, turmalina e micas litiníferas são diagnósticos destes granitos evoluídos portadores de metais raros. No Granito Serra do Paratiú não foram encontradas concentrações elevadas destes minerais de forma a indicar a presença de depósitos de Sn.

As províncias estaníferas podem também ser distinguidas quanto ao enriquecimento dos sistemas B ou F, cujas principais características estão representadas no Quadro 3.5.

Os elementos F e B são mais eficientes que a água no abaixamento da temperatura do *solidus* (Bailey, 1987). Atuam como elementos retardadores da solidificação do magma (Strong, 1988) 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 F (Pitcher, 1987).

Para Botelho *et al.* (1999), a associação genética entre um magma granítico e depósitos minerais esta geralmente relacionada à composição do magma. Intrusões peralcalinas podem conter minérios de elementos como Zr, Nb e ETR, enquanto sistemas mais aluminosos e ricos em fluor associam-se a mineralizações de Sn, Mo e B. Em relação ao estado de oxidação dos magmas graníticos, pode-se afirmar que Sn e W tendem a associar-se com magmas reduzidos, enquanto Cu, Au e Mo associam-se com magmas mais oxidados. Nos depósitos caracterizados como de natureza granítica, é sempre possível reconhecer a presença de alteração hidrotermal relacionada aos fluidos graníticos tardios.

Segundo estes mesmos autores os depósitos de Sn estão mais freqüentemente associados com diferentes tipos de alteração hidrotermal, principalmente albitização, feldspatização potássica, greisenização, turmalinização e topacificação. Juntamente com o Sn,

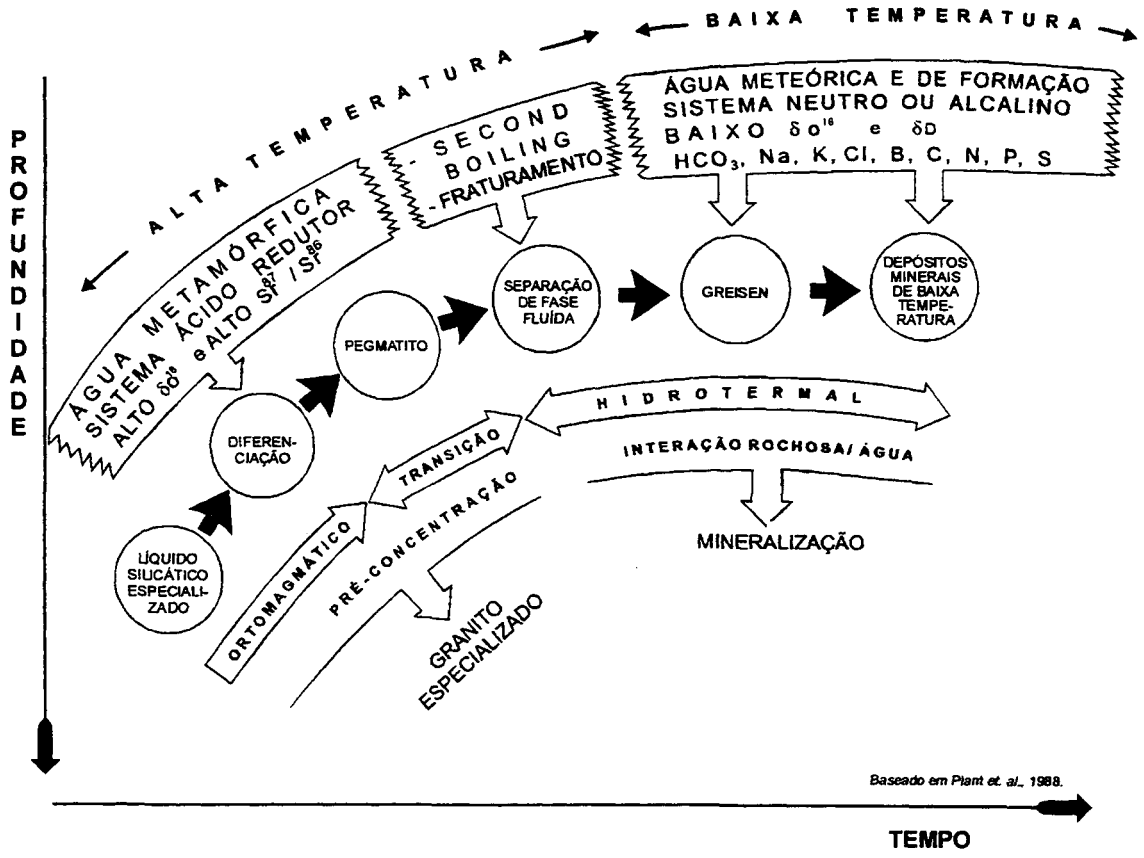


Figura 3. 4 – Representação esquemática da metalogênese de Sn e W em granitos. (Silva e Pressinotti, 1991).

	Sistema rico em Fluor	Sistema rico em Boro
Tipo de granito	Peralcalino Peraluminoso	Peraluminoso
Ambiente tectônico	Anorogênico Pós-orogênico	Pós/ Sin-orogênico
Principais minerais de alteração	feldspato, muscovita (fengita), topásio, quartzo	turmalina, quartzo, muscovita, feldspato, clorita
Principais metais	Sn, W, Nb, Ta	Sn, W
Elementos associados	Li, Be, (Zr, ETR, Zn, As, Cu)	Cu, As (Ta, Nb)
Exemplos	NE Tasmânia, Nigéria, México, Província estanífera de Goiás (granitos anarogênicos).	SW Tasmânia, SW Tailândia, Bolívia, Província estanífera de Goiás (granitos peraluminosos)

Quadro 3. 5 – Características dos sistemas ricos em estanho (Pollard *et al.*, 1987- modificado).

há o registro de concentrações econômicas de W, Nb, Ta, Be, Mo, U e ETR, motivo pelo qual esses depósitos são comumente referidos como depósitos de metais raros.

3. 3. 2. Mineralização Calcófila na Região do Granito Serra do Paratiú.

De acordo com Silva (1985), ocorre no Vale do Rio Ribeira de Iguape, área onde está inserido o Maciço Granítico Serra do Paratiú, culminação metálica (Routhier, 1980) de Pb-Zn, em duas épocas metalogenéticas.

A mais antiga, do Proterozóico Médio, representada pelas mineralizações Ribeirão Itacolomi no Estado de São Paulo, e Canoas, Água Clara e Perau no Estado do Paraná, de natureza exalativo sedimentar (SEDEX) de acordo com Andrade e Silva & Venusso (2000) e Silva *et al.* (1982). A mais nova do Proterozóico Superior, correspoderia as mineralizações tipo Mississippi Valley, cujos exemplos são Furnas (São Paulo) e Panelas, Rocha, Paqueiro e Lageado (Paraná) de acordo com Andrade e Silva & Venusso (*op. cit.*).

Silva (1985) reconhece também uma ampla culminação para o Flúor. Esta em três épocas metalogenéticas distribuídas pelo Proterozóico Médio, Proterozóico Superior e Cretáceo. A do Proterozóico Médio é representada pela mineralização de Volta Grande-PR, do tipo *stratabound*; a do Proterozóico Superior, representada pelas mineralizações de Sete Barras-SP, Santa Rita-SP e Braz-PR, todas do tipo *stratabound* e a primeira com forte remobilização durante a intrusão do Granito Itaoca; por último, a do Cretáceo, representada pelas mineralizações de Mato Preto-PR e Barra do Itapirapuã-SP/PR, ambas filoneanas associadas a intrusões de corpos ígneos alcalinos.

Trabalhos de pesquisa realizados no IPT na década de 80 culminaram em importantes descobertas de Cu-Zn-Pb associados a corpos graníticos alcalinos do Eopaleozóico, circunscritos e discordantes, especificamente nos Granitos Mandira e Guaraú. O primeiro destes Granitos se posiciona a aproximadamente 10 Km ao sul do Granito Serra do Paratiú enquanto que o segundo a 25 Km.

O Granito Mandira foi caracterizado por Boin *et al* (1982). Há predominância de álcali-feldspatos granitos (Streckeisen, 1976) e de forma subordinada sienogranitos e termos álcali-quartzo sienitos e álcali sienitos.

Os trabalhos de pesquisa desenvolvidos junto ao Granito Mandira permitiram reconhecer alterações hidrotermais do tipo propilítica, fílica e argilítica. Tais tipos de alterações hidrotermais, acrescidas da alteração potássica (do tipo adularização), são aquelas

às quais comumente se associam as mineralizações de sulfetos em corpos graníticos. As mineralizações reconhecidas neste corpo granítico constituem-se em bolsões, com sulfetos disseminados de Zn, Pb, Cu e Mo, com dimensões que variam desde 0,3m x 0,5m até 7m x 60m, preferencialmente em zonas tectonizadas, cisalhadas e cloritizadas. Os teores detectados apresentam valores de 1,5 a 2,5 % de Zn, podendo chegar até 6,6 %; 1,5 a 2,0 % de Pb e 0,82 a 1,3% de Cu. Foram também relatadas concentrações de até 0,3% de Mo e 23,7 ppm de prata (Boin *et al.*, 1982).

Mineralizações semelhantes, porém bem menos expressivas foram também caracterizadas junto ao Granito Guaraú. Entretanto, devido aos baixos teores e à pequena área de ocorrência os trabalhos prospectivos junto a este Granito foram suspensos.

Estes granitóides fazem parte de um conjunto com mais de duas dezenas de corpos de natureza alcalina e peralcalina, de caráter anorogênico, que Kaul (1984, 1997) agrupou sob a denominação de Suíte Intrusiva Serra do Mar (SISM), da qual também o Granito Serra do Paratiú faz parte.

A proximidade física dos corpos graníticos Mandira e Serra do Paratiú, a anomalia radiométrica que ambos apresentam, o caráter circunscrito e discordante e até mesmo o caráter anelar do Granito Serra do Paratiú, características bastante mencionadas dentre os corpos anorogênicos, foram os fatores atrativos que incentivaram o estudo de caracterização petrográfica e geológica visando uma avaliação exploratória de seu potencial em elementos metálicos.

Além dos motivos acima citados e, como já dito no tópico introdutório desta dissertação, o estudo do Maciço Granítico Serra do Paratiú, foi motivado, também, pelos resultados relativamente promissores que vinham sendo obtidos nos trabalhos desenvolvidos pelo grupo de estudo de granitos do IPT junto aos Maciços Graníticos Mandira e Guaraú, onde as pesquisas revelaram a presença de mineralização polimetálica, representada por disseminações de metais base (Cu, Zn, Pb e Sn) associada a zonas de fraturas intensamente hidrotermalizadas e, localmente registrada a presença de greisens com sulfetos disseminados.

Os modelos conceituais básicos que nortearam as pesquisas foram os modelos de depósitos, descritos por Shcherba (1970), associados a sulfetos e adularização (Figuras 3.5 e 3.6). Pois a potassificação nos Granitos Mandira e Guaraú é em parte relacionada com hidrotermalismo de baixa temperatura com adularia.

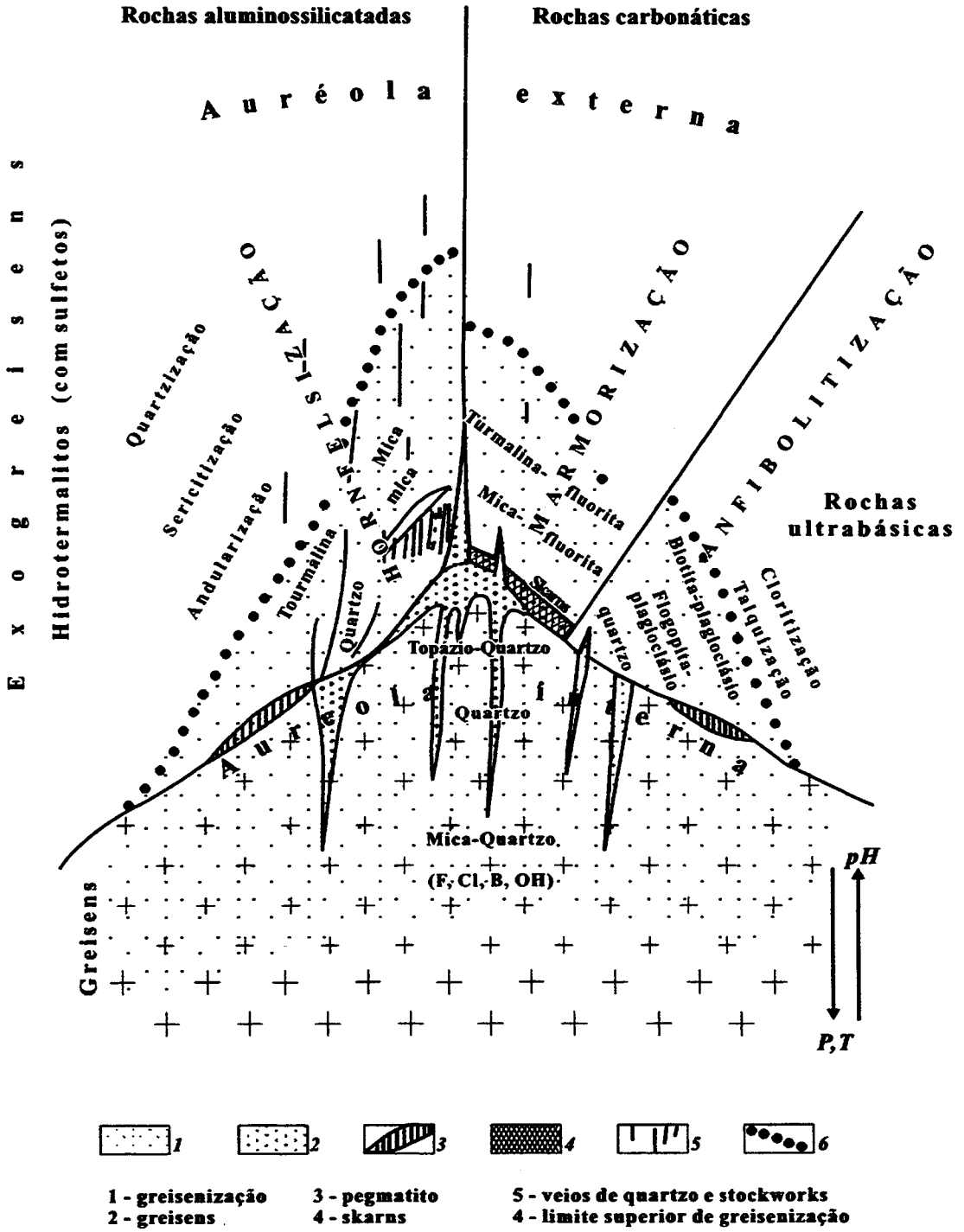


Figura 3.5 - Esquema sinóptico da zonalidade dos greisens (Shcherba, 1970).

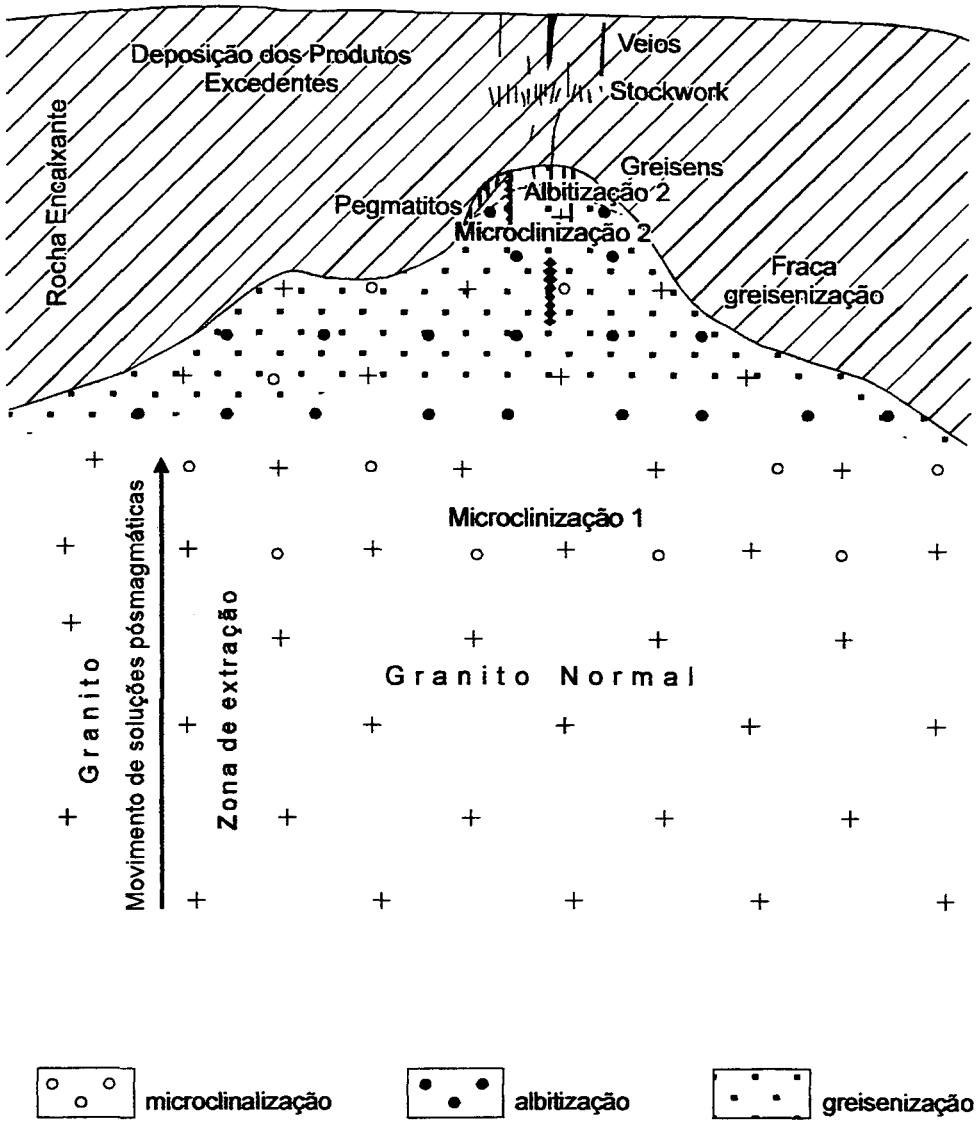


Figura 3.6 - Desenho esquemático das zonas autometamórficas em intrusão granítica em resfriamento (Shcherba, 1970).

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA REGIONAL

4. 1. Contexto Geológico Regional.

4. 1. 1. Considerações Sobre o Embasamento das Rochas Graníticas.

O Maciço Granítico Serra do Paratiú está inserido na Plataforma Sul-Americana no contexto geotectônico do embasamento cristalino sul brasileiro, definido por Almeida *et al.* (1976) como Região de Dobramentos Sudeste, que anteriormente havia recebido a denominação de Cinturão de Dobramentos Ribeira (Almeida *et al.*, 1973). Correspondente ao que Hasui e Oliveira (1984) definiram como a Província Estrutural Mantiqueira.

Hasui *et al.* (1975) dividiram a Região de Dobramentos Ribeira em quatro grandes compartimentos geotectônicos, compreendendo, de oeste para leste: Faixa de Dobramentos Ribeira, Maciço Joinvile, Faixa de Dobramentos Tijucas e Maciço Pelotas. Tratam-se de unidades polimetamórficas que constituem o embasamento regional.

O Maciço Mediano Joinvile (Hasui *et al.*, 1981) apresenta grande complexidade litológica e estrutural, resultantes de uma evolução policíclica cujo início remonta ao arqueano. Acha-se entrecortado por uma profusão de corpos graníticos cujas datações os têm vinculado ao evento Brasiliano.

Este Maciço Mediano é representado pelas unidades litoestratigráficas conhecidas como Complexo Costeiro, de idade Arquena, e Seqüência ou Complexo Turvo-Cajati do Proterozóico Inferior (Paleoproterozóico).

O Complexo Costeiro é constituído por migmatitos homogêneos e heterogêneos, associados a gnaisses e rochas metassomáticas ou anatéticas e, subordinadamente, por quartzitos, mármores dolomíticos e xistos, além de núcleos granulíticos, metabásicos e meta-ultrabásicos. Trata-se de rochas que apresentam graus variáveis de migmatização e granitização e metamorfismo em fácies anfibolito a granulito. Constituem-se prováveis faixas crustais arqueanas retrabalhadas por eventos termotectônicos policíclicos.

A Seqüência Turvo-Cajati foi definida por Silva e Algarte (1981). É constituída por um conjunto de rochas das fácies xisto-verde a anfibolito alta, incluindo migmatitos, que foram enfeixados em um conjunto *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. Estes metamorfitos são considerados de origem vulcano-sedimentar, predominantemente clasto-química, de idade Transamazônica (Proterozóico Inferior).

Hasui *et al.* (1981) adotam para esta "Seqüência" a denominação Complexo Turvo-Cajati por acharem o termo Complexo o mais apropriado, já que Silva e Algarte (*op. cit.*) não definiram a ordenação estratigráfica dos cinco conjuntos litoestratigráficos descritos e individualizados para a Seqüência considerada. O termo Complexo, segundo estes autores, estaria mais em conformidade com a recomendação do Guia Estratigráfico Internacional (Hedberg, 1976).

Dentro desta mesma linha de raciocínio, Schobbenhaus Filho *et al.* (1984) por considerarem que a definição das relações estratigráficas da Seqüência Turvo-Cajati teria se dado por critérios litológicos, em detrimento aos estratigráficos, também propõem a substituição do termo Seqüência pelo de Complexo Turvo-Cajati, por considerá-lo mais apropriado, denominação esta que também já havia sido adotada por Hasui *et al.* (1981) *in* IPT (1981 b). A idade atribuída para as rochas deste Complexo, segundo estes autores, remonta ao Paleoproterozóico.

Chiodi Filho (1984) propõe que a "Seqüência Turvo-Cajati", de Silva e Algarte (1981), seja integrada ao Grupo Setuva, junto com as Formações Perau e correlatas, Água Clara e Itaiacoca, no Proterozóico Médio. Segundo o modelo de evolução tectônica apresentado por este autor, a Seqüência Turvo-Cajati ter-se-ia depositado no Proterozóico Médio, submetida a um evento rift-sinéclise no Proterozóico Médio-Superior, com a deposição do Açungui - Setuva. No Neoproterozóico-Eopaleozóico, teriam ocorrido eventos deformacionais com a colocação dos corpos graníticos.

Campos Neto (1983) estudando as rochas da Seqüência Turvo-Cajati, na região do Alto Jacupiranguinha, define com base em critérios metamórficos e estruturais as associações litoestratigráficas denominadas Associação de Rochas Verdes, Associação Alto Jacupiranguinha e Associação Cajati.

Estudos geocronológicos efetuados por Campagnoli (1996) em rochas da Seqüência Turvo Cajati indicam tratar-se em parte de idade Transamazônica, retrabalhadas no Ciclo Brasiliano. As razões iniciais sugerem que estas rochas são produto de retrabalhamento crustal.

Em relação ao posicionamento estratigráfico das rochas desta Seqüência, Campagnoli (*op. cit.*) considera que a Associação Alto Jacupiranguinha como sendo do Paleoproterozóico e que constituem o embasamento do Grupo Açungui, e as rochas pertencentes às Associações Cajati e Rochas Verdes, como sendo do Neoproterozóico podendo ser correlacionadas às do Grupo Açungui.

Pelo exposto acima se nota que o posicionamento estratigráfico deste Complexo é relativamente polêmico. Isto se deve, notadamente, segundo Campagnoli (*op. cit.*), à carência de estudos de mapeamentos de detalhe, estruturais, metamórficos e geoquímicos, datações radiométricas por diferentes métodos, etc. Este autor destaca ainda a grande variedade de nomes e nomenclaturas (seqüência, subseqüência, formação, grupo, complexo) que dificulta a comunicação e um entendimento mais preciso da geologia da região.

Na falta de dados mais consistentes e definitivos no que diz respeito à idade desta unidade, adotou-se nesta dissertação a denominação de Complexo Turvo-Cajati e a idade Paleoproterozóica apresentada já na versão do Mapa Geológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981 b).

Quanto aos modelos de compartimentação geotectônica para a região Sul-Sudeste do Brasil, adotados no período de 1974 a 1995, Kaul (1997) faz uma revisão, na qual inclui o modelo preconizado por Hasui *et al* (1975) e já apresentado no início deste tópico.

No período acima, segundo Kaul (*op. cit.*), foram formulados em torno de quinze modelos de compartimentação geotectônica para esta região, que no seu entender, não significaram sempre avanços no conhecimento tectônico da área já que em algumas vezes refletiam tão somente diferenças de critério dos autores ao classificarem ou descreverem as unidades tectônicas. Este autor destaca ainda, que inicialmente, a formulação destes modelos tiveram influência marcante de princípios fixistas, e que a partir do começo dos anos 90, passou-se a ter uma forte prevalência para os modelos mobilistas, associados a idéias de aloctonias e colisões continentais e arcos magmáticos.

Após a apresentação dos modelos de compartimentação geotectônica propostos para a região sul-sudeste brasileira, Kaul (*op. cit.*) adota aquele proposto por Siga Jr. (1995) que assume para a região quatro porções de entidades geotectônicas do Ciclo Brasiliano: os Cinturões Móveis Ribeira, Don Feliciano e Paranaguá e o Cráton de Luís Alves (Figura 4.1).

Kaul (*op. cit.*) destaca que foi no Cráton Luís Alves o palco do Magmatismo Serra do Mar (Figura 4.2), representados por maciços graníticos, diques ácidos e derrames vulcânicos principalmente ácidos. Este Cráton foi uma das micromassas submetidas à aglutinação que

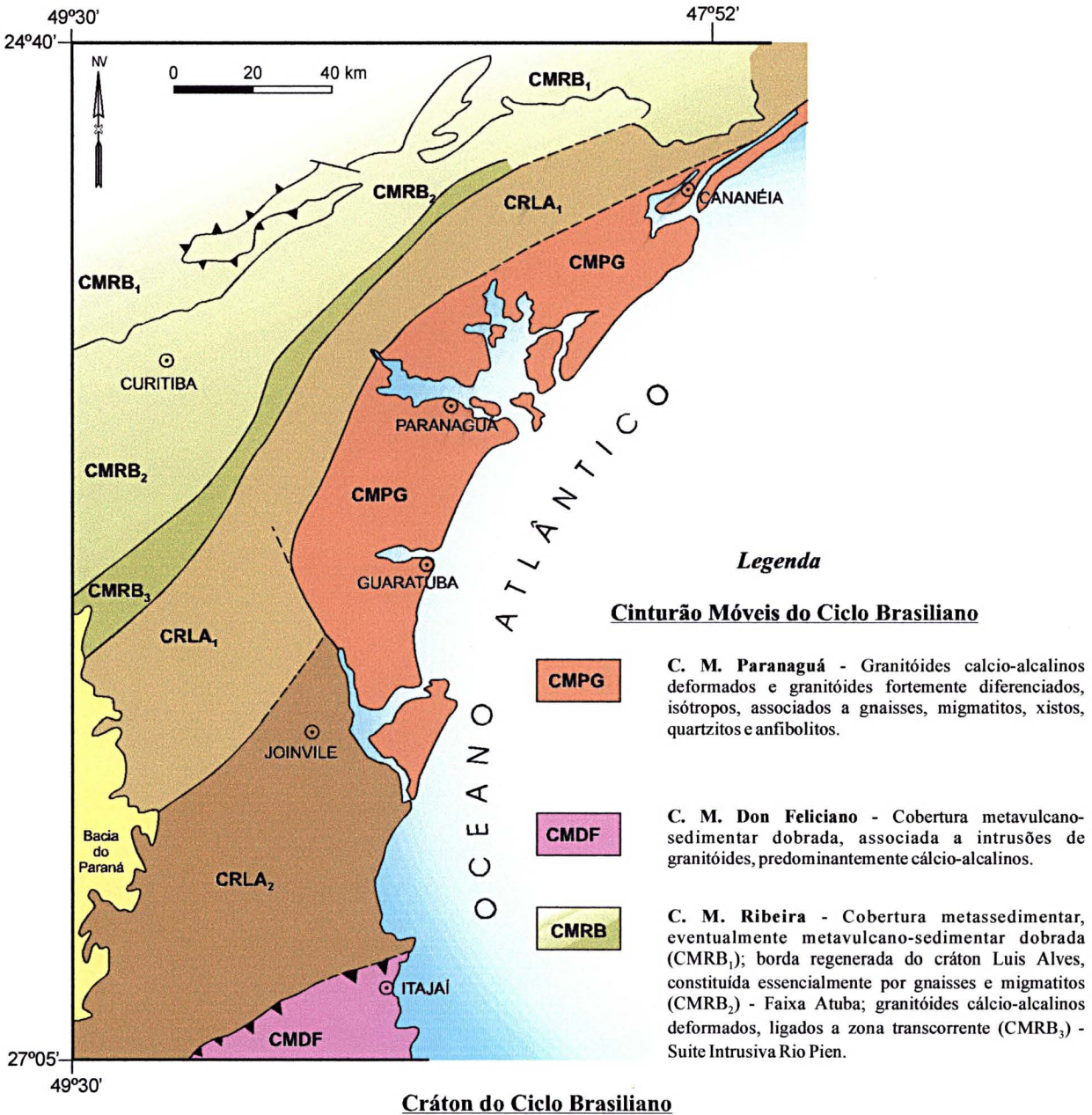
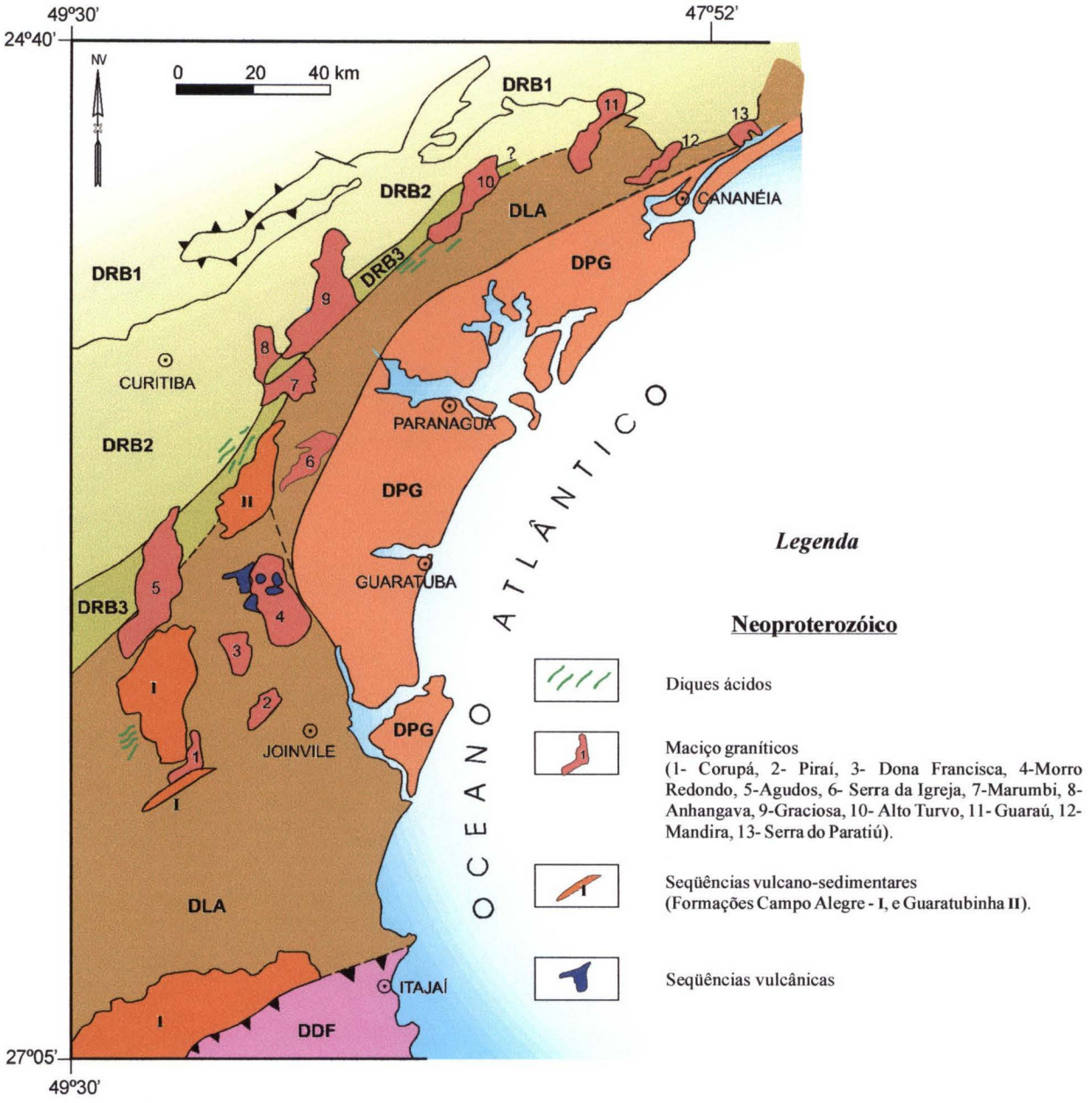


Figura 4.1 - Compartimentação geotectônica dos terrenos pré-cambrianos do sul-suldeste brasileiro, em cinturões móveis e cráton do Ciclo Brasiliano (Kaul, 1997 - modificado).



DPG — **Domínio Paranaguá (DPG)** - Granitóides cálcio-alcalinos heterogeneamente deformados e granitóides fortemente diferenciados, isótropos, associados a gnaisses, migmatitos, xistos, quartzitos e anfibolitos.

DDF — **Domínio Dom Feliciano (DDF)** - Terrenos meta-vulcano-sedimentares associados a intrusões granitóides e graníticas sin a tardi-orogênicas dominantemente cálcio-alcalinas.

Neo e Paleoproterozóico

DRB — **Domínio Ribeira (DRB)** - Terrenos metassedimentares (DRB_1), terrenos gnáissico-migmatíticos (DRB_2) e granitóides cálcio-alcalinos deformados (DRB_3).

Arqueano - Paleoproterozóico

DLA — **Domínio Luís Alves (DLA)** - Terrenos granulíticos, com corpos máficos-ultramáficos, quartzitos, formações ferríferas, paragnaisses e gnaisses cataclásticos e miloníticos.

Obs.: Omitidos: Coberturas cenozóicas, coberturas paleozóicas da Bacia do Paraná, diques básicos e manifestações alcalinas do Mesozóico-Terciário.

Figura 4.2 - Domínios tectônicos, maçicos graníticos, seqüência vulcano-sedimentares, seqüências vulcânicas e diques ácidos da região sul-suldeste brasileira (Kaul, 1997 - modificado).

dera origem ao Megacontinente Gondwana. O mesmo ficou posicionado entre três outras massas continentais: o Cráton Paraná (a NW), presentemente coberto inteiramente pelos depósitos Fanerozóicos da Bacia do Paraná, o Cráton Congo-São Francisco (a N e NE) e o Cráton Kalahari (a SE), estes dois semicobertos por formações de diversas idades. Entre estas massas continentais se desenvolveram, no decurso da aglutinação, os Cinturões Móveis "Ribeira" (entre os Crátons Paraná e Luís Alves), "Paranaguá" (entre os Crátons Luís Alves e Congo-São Francisco) e "Don Feliciano" (entre os Crátons Luís Alves e Kalahari). O Granito Serra do Paratiú está inserido no domínio do Craton Luís Alves (Figura 4.2).

Como conseqüência desta aglutinação, segundo Kaul (*op. cit.*) várias zonas tectônicas antigas foram reativadas, bem como novas zonas tectônicas se formaram. A litosfera continental foi submetida periodicamente a esforços horizontais de modo que, durante um pequeno intervalo, ao redor de 580 Ma, falhamentos tensionais e compressionais ao longo dos quais se alojaram vários plutons graníticos, dentre eles os da Suíte Serra do Mar. Aproveitando estas estruturas, deu-se também a formação de diversos diques de rochas ácidas.

Hoje é consenso aceitar, segundo Kaul (*op.cit.*), que a evolução do panorama geotectônico do sul-sudeste do Brasil tenha se estabelecido no final do Neoproterozóico (ao redor de 580 Ma), com a continuidade provável até os tempos cambro-ordovicianos, tendo sido uma conseqüência dos processos de aglutinação, que começara por volta de 800 Ma, de massas continentais (crátons) de extensões diversificadas (mega, meso e micromassas continentais), arcos vulcânicos e pacotes metassedimentares e/ou meta-vulcano-sedimentares, que conduziram à formação do supercontinente Gondwana. O processo decorreu através de subducções sucessivas da litosfera oceânica, com formação conseqüente de arcos magmáticos, ao que seguiram colisões entre estes e as referidas massas continentais. Muito erodidos os arcos estão representados, atualmente, pelas raízes que incluem batólitos e corpos rochosos menores, constituídos por granitóides, bem como por rochas gnáissicas e riolíticas, todas de composição marcadamente cálcio-alcalina.

4. 1. 2. – Considerações Sobre os Granitos e Granitóides do Sul-Sudeste Brasileiro.

A região sul-sudeste brasileira é muito rica em rochas graníticas proterozóicas. Trata-se de granitos dos mais variados tipos, que há muito têm sido objeto de estudos petrográficos, petrogenéticos, tipológicos, geocronológicos e metalogenéticos, dos quais se destacam

aqueles efetuados por Melfi *et al.* (1964); Cordani e Bittencourt (1967); Cordani e Kawashita (1971); Cordani *et al.* (1971); Melcher *et al.* (1973); Morgental *et al.* (1975); Wernick e Gomes (1977); Hasui *et al.* (1978); Wernick e Penalva (1978); Wernick (1979 a, b, 1982, 1984, 1998); Issler *et al.* (1980); Silva *et al.* (1981); Batolla Jr. *et al.* (1981); Silva e Algarte (1981); IPT (1981 c, 1982 a); Kaul *et al.* (1982 a, b); Kaul (1984, 1997); Issler e Freire (1985); Janasi e Ulbrich (1985; 1992); Vlach *et al.* (1991); Silva (1995), entre outros. Além de dezenas de estudos efetuados por equipes de técnicos e pesquisadores da CPRM, DOCEGEO, MINEROPAR, IPT, USP, UNESP, UNB, UFMG, UFRJ, UFF, URRJ, UFSC, UFRGS e UFPR.

O IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo), objetivando particularmente a avaliação do potencial mineral de alguns destes corpos graníticos localizados no Estado de São Paulo, efetuou trabalhos prospectivos que se desdobraram em relatórios e incentivaram publicações referentes aos corpos graníticos como Mandira (Boin *et al.*, 1982; IPT, 1982 b, 1984 a, 1985 a, 1986; Oliveira, 1989), Guaraú (IPT, 1985 b, 1986; Oliveira *et al.* 1987), Serra do Paratiú (IPT, 1984 b, 1988), Itaóca (Mello *et al.* 1981, 1985; Mello, 1995), Correas (Silva e Etchebehere, 1986; Goraieb *et al.* 1987; Silva e Pressinotti, 1991; Pressinotti, 1994; Goraieb, 1995, 2001), dentre outros.

Hasui *et al.* (1978) baseados no estudo de quase duas centenas de corpos graníticos presentes na Região de Dobramentos Sudeste, distribuídos nos Estados de São Paulo e Paraná, classificam-os em cinco fácies: Migmatítica e Cantareira, que englobam ocorrências consideradas sin-tectônicas; Graciosa, Itu e Granofírica, consideradas pós-tectônicas. O Granito Serra do Paratiú é considerado por estes autores como pertencente à Fácies Itu.

Wernick (1982), analisando o conjunto de granitóides do sul do Brasil, identifica três linhagens principais de granitos. Entre os granitos de derivação crustal, cita os anatéticos, parametamórficos, ortometamórfico e mistos. Os granitos de origem mantélica incluem tanto rochas derivadas do manto como àquelas resultantes da interação manto/crosta, englobando os granitos porfiróides (róseos e cinzentos) e charnoquíticos, além de termos diferenciados a partir deles. Um terceiro grupo é o de granitóides alcalinos, que também resultariam de uma interação complexa entre o manto e a base da crosta. O Granito Serra do Paratiú trata-se de um granito porfiróide, acinzentado, aparentemente derivado da interação crosta/manto.

Kaul *et al.* (1982 b) caracterizam na região sul-sudeste do Brasil o que designou de Episódio Campo Alegre, que no entender destes autores constitui uma importante fase da evolução da crosta continental nesta região. Este episódio que se iniciou com a elaboração de

rifts intracontinentais há aproximadamente 600 Ma, vulcanismo, sedimentogênese e plutonismo finalizou por volta de 450 Ma. O plutonismo é representado por vários corpos intrusivos de granitóides, do tamanho stock, que foram englobados no que denominaram Suíte Intrusiva Serra do Mar (SISM). Trata-se de um plutonismo de características anorogênicas marcantes. Dentre estes plutons destacam-se, na região, os granitos Serra do Paratiú, Ilha do Cardoso, Mandira e Guaraú.

Resultados geocronológicos obtidos junto aos Granitos Mandira e Guaraú localizados no Estado de São Paulo, e os Granitos Corupá e Morro Redondo ambos localizados em Santa Catarina, e pertencentes a SISM, permitiram delinear duas isócronas: uma de aproximadamente 540 Ma e outra de 506 Ma (Kaul *et al.* 1982 e Kaul, 1984).

Kaul (1984) classifica os granitóides da Suíte Intrusiva Serra do Mar (SISM) em quatro tipos: 1- granitóides metaluminosos (que predominam largamente na SISM); 2- granitóides fracamente peraluminosos; 3- granitóides peralcalinos; e 4- granitóides fracamente peralcalinos. O Granito Serra do Paratiú é classificado como fracamente peraluminoso.

Quanto aos granitos da SISM, Kaul (*op cit*) destaca, que os granitos intrudidos no Domínio do Arqueano e Proterozóico Inferior são predominantemente do tipo *hipersolvus*, ao passo que àqueles intrudidos no Domínio do Proterozóico Médio a Superior são notadamente do tipo *subsolvus*. O Granito Serra do Paratiu é caracterizado como do tipo *subsolvus*.

Kaul (1997) faz uma discussão quanto ao fato de alguns autores (Kaul, 1984, 1987; Issler, 1984; Issler e Freire, 1985; Oliveira *et al.*, 1987; Oliveira, 1989) considerarem tais massas plutônicas, relacionadas ao Magmatismo Granítico Serra do Mar, como "anorogênicas" ou, por outra, constituídas por "granitos anorogênicos", em função das informações que até então se acumulavam sobre as mesmas e que as aproximavam daquelas tidas como típicas de "províncias magmáticas anorogênicas": composição peralcalina predominante, dimensão em geral discreta, forma original circular (ou próxima desta), alojamento num "ambiente anorogênico", em terrenos cuja cratonização ocorra muito antes da formação das massas graníticas, etc. Entretanto, segundo Kaul (*op. cit.*), o evento ígneo que originou os granitos da Suíte Intrusiva Serra do Mar, foi comparado por Kaul e Cordani (1994), considerando, sobretudo aspectos composicionais das massas graníticas, àquele que Bonin (1990) definiu em outras regiões do Planeta como do tipo "anorogênico precoce", representando uma transição de condições pós-orogênicas para condições francamente anorogênicas.

Por fim, Kaul (*op. cit.*) conclui que o magmatismo granítico da Suíte Intrusiva Serra do Mar, de idades radiométricas próximas de 580 ± 20 Ma, são pós-colisionais, ou seja, foram formados justo após colisões continentais relacionadas ao processo de aglutinação do Megacontinente Gondwânico, em ambientes distensional, intraplaca.

Janasi e Ulbrich (1992) apresentam um fichário de ocorrências dos granitóides do Estado de São Paulo onde catalogam 212 ocorrências de granitóides que agrupam segundo oito domínios geográficos, limitados por falhamentos de extensão regional: os domínios Ubatuba, Iguape, Embu, São Roque, Açungui, Jundiaí, Amparo e Guaxupé. O "Maciço Mediano Joinvile" foi dividido nos domínios Iguape, a oeste, e Ubatuba, a leste, separados pela Falha de Itariri. O granito Serra do Paratiú localiza-se no domínio Iguape.

Wernick (1998) caracteriza o Sistema Magmático Pluriserial Ribeira de 590 Ma (SMPR – 590), que atuou no Cinturão Ribeira, no Neo-Proterozóico, no Sul-Sudeste do Brasil e Uruguai, principalmente entre 580-610 Ma. Segundo este autor, o SMPR-590 desenvolveu-se durante o estágio evolucionário de identação pós-colisional e soerguimento do Cinturão Ribeira (615-575 Ma), e compreende principalmente seis grupos (séries) de rochas ricas em potássio: 1- tipo ultrapotássico – 615-610 Ma (magmatismo Pedra Branca); 2 – tipo ultrapotássico/shoshonítico – 600 Ma (magmatismo Piracaia); 3 – tipo peralcalino – 595-580 Ma (magmatismo Serra do Mar); 4 – tipo shoshonítico – 615-580 Ma (magmatismo Serra do Mar); 5 – tipo rapakive – 585 Ma; e 6 – tipo Caledoniano – I – 590-585 Ma (magmatismo Morungaba). As origens destas rochas são da crosta inferior (tipos 1, 2 e possivelmente 3) ou mantélica (4, 5 e 6) fato este que segundo Wernick (*op. cit.*) indica a fusão simultânea da crosta inferior, e, secundariamente, o enriquecimento mantélico durante este tempo. O regime de esforços atuantes no SMPR-590 era transcorrente a tensional.

Quanto ao Granito Serra do Paratiú, por pertencer ao magmatismo Serra do Mar, cuja idade, segundo Kaul (1997) é de 580 ± 20 Ma, aparentemente pode ser correlacionado aos tipos 3 ou 4, de Wernick (*op. cit.*).

4. 2. – Considerações Sobre os Trabalhos com Mapeamento Geológico Desenvolvidos na Área da Folha Ilha de Cananéia.

Na Folha Ilha de Cananéia (1:50.000), onde se insere o Maciço Granítico Serra do Paratiú, diversos trabalhos de mapeamento geológico de semidetalhe foram executados. Dentre eles destacam-se os da equipe da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais –

CPRM, através do Projeto Sudelpa (Morgental *et al.*, 1975) e Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira (Silva *et al.*, 1981) cujo mapa reproduzimos simplificado na Figura 4.3. Além destes tem-se trabalhos de cunho local junto aos corpos graníticos Mandira e Serra do Paratiú, efetuados por IPT (1982 b; 1984 a, b; 1985 a; 1986; 1988); Boin *et al.* (1982) e Oliveira (1989).

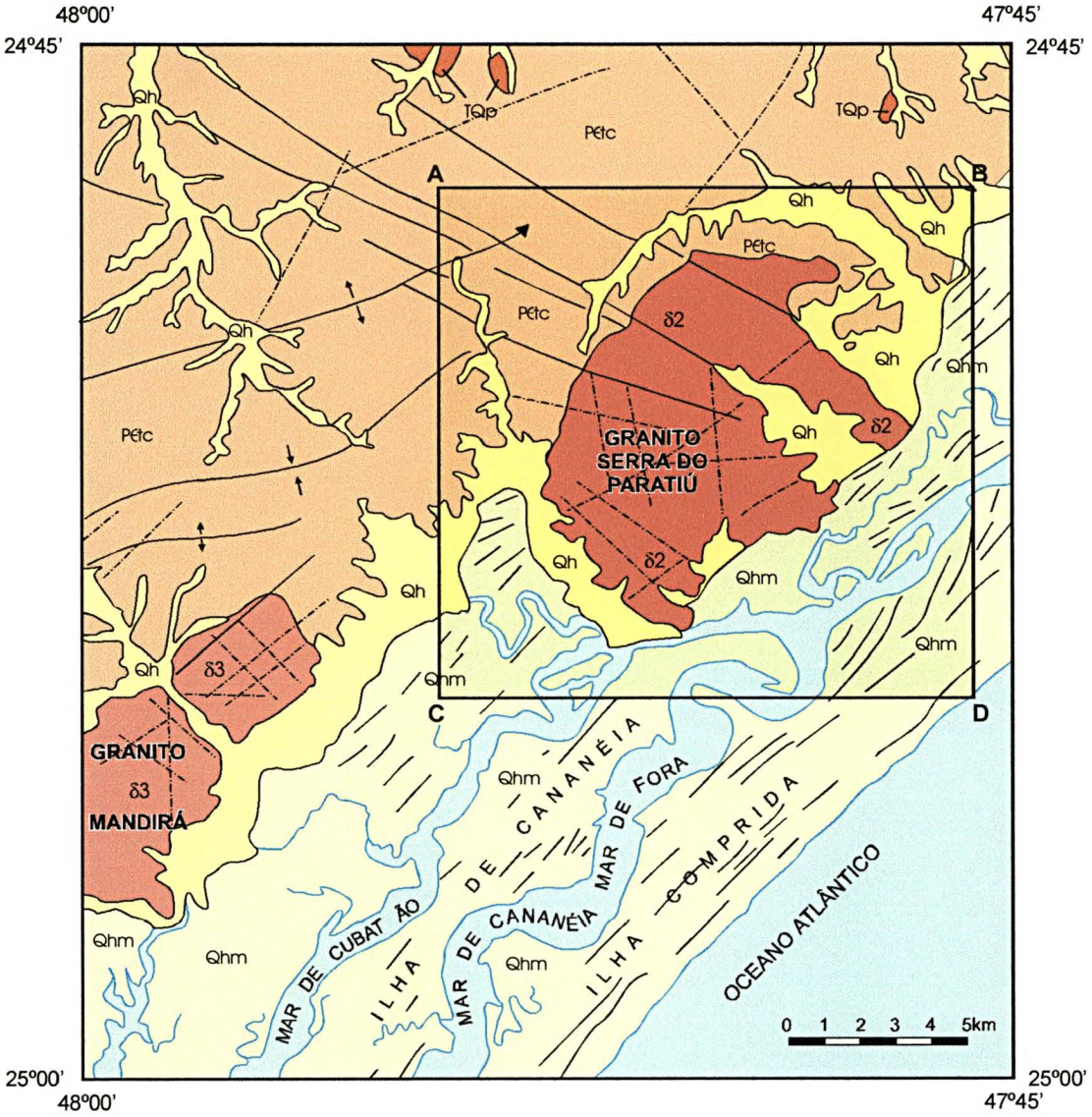
Os trabalhos de Morgental *et al.* (*op. cit.*) e Silva *et al.* (*op. cit.*) reconhecem basicamente três unidades litoestratigráficas na Folha Ilha de Cananéia (1:50.000): uma xistosa, os granitos e as coberturas cenozóicas.

A unidade xistosa foi primeiramente atribuída ao Grupo Açungui, suposto de idade Proterozóica Superior (Morgental *et al.*, 1975). Posteriormente foi reinterpretada por Silva e Algarte (1981), que agrupam estes metassedimentos xistosos na Subseqüência Cajati (metapelítica) da denominada Seqüência Turvo-Cajati, considerada por eles como do Proterozóico Inferior. Silva *et al.* (1981) por sua vez coloca estes mesmos metassedimentos, da Seqüência Turvo-Cajati, no Mesoproterozóico, que no entender de Hasui e Oliveira, 1984 e Hasui,1986 é correlacionável ao Grupo Setuva. O qual, no entender de Chiodi Filho (1984) e Andrade e Silva (1990), é de idade Mesoproterozóica.

Litologicamente na unidade xistosa incluem, quartzo-muscovita-biotita-clorita xistos, às vezes granatíferos, filitos, metassiltitos, metagrauvacas e metarenitos subordinados. IPT (1984 b; 1988) registram a presença, em nível local, de xistos conglomeráticos e metaconglomerados. No geral o aspecto de campo marcante destas rochas conglomeráticas é a coloração esverdeada e a grande heterogeneidade granulométrica. Entretanto, os tipos litológicos finos predominam acentuadamente, os quais Silva e Algarte (1981) interpretaram como turbiditos distais, enquanto que os termos metareníticos e/ou mais grossos interpretados como turbiditos proximais, evidenciando um período de sedimentação rápida e turbulenta a alternar com outro bastante mais calmo.

Na folha Ilha de Cananéia são individualizados ainda os Maciços Graníticos Serra do Paratiú e parte do Mandira, ambos circunscritos e pertencentes à Suíte Intrusiva Serra do Mar (Kaul *et al.*, 1982).

O Granito Serra do Paratiú, tem sido classificado de maneira diversa por diferentes autores. Aparece no Mapa Geológico Projeto Sudelpa (Morgental *et al.*, 1975) como um granito intrusivo, de idade Eopaleozóica. Estes mesmos autores baseados em dados exclusivamente petrográficos e químicos sugerem para ele uma formação pós-cinemática. Silva *et al.* (1981) coloca-o no grupo dos granitóides embrechíticos sin- a tardicinemáticos,



Legenda

Cenozóico

Holoceno

Qh | Qhm

Qh - Sedimentos aluviais, coluviais, misto (fluvio-marinha-lacustre) e indiferenciados.

Qhm - Sedimentos marinhos. Ao longo dos Mares de Cubatão, Cananéia e Iguape depósitos de mangue.

Terciário - Quaternário

Plio-Pleistoceno

Formação Pariqüera-Açu

TQp Conglomerados semi-consolidados, areias e argilas.

Proterozóico - Paleozóico

Pré-Cambriano Superior - Cambriano

Rochas Granitóides Brasilianas

δ3 | δ2

δ3 - Granitos cálcio-alcalinos, quartzo-monzonitos e granodioritos pós-cinemáticos brasilianos.

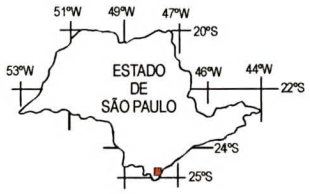
δ2 - Granitóides embrechíticos sin a tardi-cinemáticos incluindo granitos autóctones pré-brasilianos reativados, remobilizados e feldspatizados.

Proterozóico

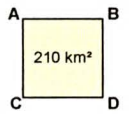
Pré-Cambriano Médio

Seqüência Turvo-Cajati

Pétc Xistos, filitos, metassiltitos, metarenitos, etc.



LOCALIZAÇÃO DA FOLHA ILHA DE CANANÉIA NO ESTADO DE SÃO PAULO



ÁREA ENFOCADA PELA PRESENTE DISSERTAÇÃO

Figura 4.3 - Mapa geológico da Folha Ilha de Cananéia (Silva *et al.*, 1981- simplificado).

onde inclui granitóides autóctones pré-brasilianos reativados, remobilizados e feldspatizados no ciclo Brasiliano.

Hasui *et al.* (1978) consideram o Granito Serra do Paratiú como pertencente à Fácies Itu que é caracterizada por granitos cinza claros a vermelhos, com granulação fina a grossa, não foliados, e de textura sub-hipidiomórfica a hipidiomorfica granular, constituídos de microclínio, oligoclásio, quartzo e alguma biotita. Podendo apresentar variações composicionais até granodioríticas.

As principais diferenças apontadas por Hasui *et al.* (*op. cit.*) para os Granitos Mandira e Serra do Paratiú são a composição cálcio-alcalina e o nível de exposição mais profundo deste último. Entretanto, Hasui *et al.* (1981) reconsideram e reclassificam o Granito Serra do Paratiú, desta vez como pertencente à Fácies Graciosa, que é caracterizada, em Hasui *et al.* (1978), pela presença de granitos de acentuada alcalinidade (alcalinos a sub-alcalinos). Constituída por granitos isótropos, de cor cinza clara a rósea, granulação média a grossa e textura hipidiomórfica ou xenomórfica granular. Localmente são porfiríticos. Na composição incluem ortoclásio pertítico, quartzo, plagioclásio sódico (predominando albita), anfibólio sódico (ferro-hastingita), piroxênio sódico (egirina) e biotita. Estando presentes também granodioritos a biotita-granitos ácidos.

O Granito Serra do Paratiú, como dito anteriormente é um granito fracamente peraluminoso, do tipo *subsolvus* (Tuttle e Bowen, 1958), e coloca-se nos termos finais da série cálcio-alcalina (Bonin, 1982). Este Granito, conforme foi caracterizado nos estudos petrográficos ora realizados, é constituído por biotita monzogranito, que apresenta textura porfirítica e, subordinadamente, porfiróide, com matriz granular hipidiomórfica, de granulação média, localmente fina e/ou grossa, de tonalidade esbranquiçada a acinzentada. Em termos gerais, constitui-se em média por 30-40 % de microclínio, 25-30 % de quartzo, 25-30 % de plagioclásio e 5-10 % de biotita. Como acessórios ocorrem: zircão, epidoto, opacos, apatita, sericita-moscovita, clorita, fluorita, titanita, allanita e hidóxidos de ferro. Muito localmente ocorre biotita sienogranito.

Outras litologias de ocorrências restritas na área da Folha Ilha de Cananéia são: migmatitos estromatitícos com paleossomas gnáissicos atribuídos ao Complexo Costeiro (Arqueano); migmatitos com paleossoma xistoso, atribuídos ao Complexo Turvo-Cajati (Proterozóico Inferior); diques básicos e alcalinos (Mesozóico).

Em termos estruturais, IPT (1984 b) chama a atenção para os sistemas de falhamentos observados no contexto da Folha Ilha de Cananéia. Destacando serem dois os principais

sistemas, que se orientam segundo N40-50E e N40-50W, e cortam as litologias Pré-Cenozóicas da área, sendo que o sistema NW controla os principais diques de diabásio mesozóicos. Um terceiro sistema, subordinado, de direção N-S, incide, principalmente, sobre o Granito Serra do Paratiú.

No que tange às coberturas cenozóicas, além dos trabalhos de Morgental *et al.* (1975) e Silva *et al.* (1981) ressalta o mapa geológico de cunho regional, na escala 1:100.000, executado por Suguio e Martin (1978); assim como, os trabalhos de Petri e Suguio (1973), Suguio e Petri (1973; 1976), Melo e Ponçano (1983), Melo *et al.* (1990), Souza (1995), Souza *et al.* (1996), Angulo e Lessa (1997), entre outros.

As coberturas cenozóicas, na Folha em questão, são representadas pelas Formações Pliopleistocênicas do Grupo Mar Pequeno (Formações Pariqüera-Açu, Cananéia, e, subordinadamente, Ilha Comprida) (Ponçano, 1981), e por sedimentos detríticos holocênicos de origem diversa.

Para finalizar este tópico registra-se ainda os levantamentos geofísicos e geoquímicos, realizados respectivamente pela CPRM (1987) e IPT (1984 c), de cunho regional, que abrangem a área objeto desta dissertação.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA LOCAL

O quadro geológico local obtido através das investigações geológicas é caracterizado no âmbito estratigráfico, litológico e estrutural. No domínio da área estudada foram identificadas as seguintes unidades litoestratigráficas:

- Complexo Turvo-Cajati (Paleoproterozóico),
-.Maciço Granítico Serra do Paratiú (Neoproterozóico - Eopaleozóico),
-.Diques de Microgabro (Mesozóico / Jurássico-Cretáceo),
-.Grupo Mar Pequeno (Terciário – Quaternário / Plioceno-Pleistoceno) e,
- Coberturas Sedimentares Holocênicas (Quaternário / Holoceno).

É importante destacar que todas as amostras referidas numericamente no texto foram objeto de estudos petrográficos. A localização dos afloramentos onde estas amostras foram coletadas pode ser verificada no Mapa Geológico (Mapa 1, anexo), e as características petrográficas destas amostras podem ser consultadas junto aos Quadros 5.1 (anexo), 5.2 e 5.3.

5. 1. Complexo Turvo-Cajati (Paleoproterozóico).

As rochas da unidade litoestratigráfica em epígrafe se estendem predominantemente no quadrante NW da área e, subordinadamente, no quadrante NE, conforme pode ser verificado no Mapa Geológico apresentado anexo (Mapa 1). Estas se constituem basicamente de filitos, metassiltitos, meta-argilitos, micaxistos finos e, secundariamente, de xistos conglomeráticos, metaconglomerados e metarenitos.

O bandamento nos termos metapelíticos (PItx) é nitidamente rítmico. Observa-se uma alternância de níveis centimétricos a métricos dos termos filíticos e xistosos, com foliação expressiva, alternados com termos metassiltíticos e metargilíticos, com foliação insipiente ou ausente. Os metarenitos ocorrem apenas localmente, e definem níveis centimétricos, e, mais raramente decimétricos em meio ao pacote metapelítico. O mesmo se evidencia por sua tonalidade amarela a amarelo pardo contrastando com tonalidade amarelo avermelhada comum aos metapelitos alterados da região.

Estudo petrográfico da amostra GSP-039-3, de metarenito, revelou constituir-se de 85 de quartzo, com granulometria areia fina; 10 a 15% de pseudomorfos limoníticos, e, menos de 5% de pseudomorfos de mineral cálcio-silicático.

Os filitos apresentam textura lepidoblástica e estão constituídos essencialmente por sericita e, subordinadamente, por quartzo, muscovita, clorita e óxidos e hidróxidos de ferro. Quando frescos os filitos, apresentam cores cinza prateadas.

Estudo petrográfico da amostra de filito GSP-032-3, revelou constituir-se de 85% de sericita (+muscovita) que exibe forte orientação (xistosidade); 15% de quartzo, e traços de hidróxidos e óxidos de ferro na forma de agregados lenticulares e filetes suborientados segundo a estruturação geral da rocha. Enquanto que a amostra GSP-088-3 revelou-se tratar-se de sericita clorita filito, com presença de possíveis pseudomorfos de cordierita.

O bandamento litológico e a foliação deste pacote metassedimentar orientam-se, preferencialmente, para NE com mergulhos normalmente acentuados, ora para NW, ora para SE (Mapa 1) e, subordinadamente, para NW com mergulhos, também acentuados (acima de 45°), para NE e SW. Definem dobras decamétricas a hectométricas, cerradas, em cujos flancos, localmente, observam-se dobras abertas, conforme pode ser verificado na Foto 5.1. Crenulações são observadas nos termos litológicos filíticos e xistosos em pontos localizados.

Ressalta-se ainda o fato de ser muito freqüente a presença de veios de quartzo encaixados concordantes ou discordantes à xistosidade dos xistos e filitos do Complexo Turvo-Cajati, além de bolsões irregulares constituídos de quartzo leitoso. Aspectos destas estruturas podem ser observadas na Foto 5.2. Não foram observadas mineralizações metálicas associadas a estes veios e bolsões de quartzo.

Os termos conglomeráticos (PItm - Mapa 1), ocorrem, predominantemente, junto ao Morro Botojuru, localizado na extremidade NE da área (GPS-058-3 e GPS-059-3) e, subordinadamente, no extremo N, junto à estação GPS-104-3. Constituem-se de xistos conglomeráticos (Foto 5.3) e metaconglomerados polimíticos (Foto 5.4), sendo a actinolita o principal mineral constituinte da matriz (Fotomicrografias 5.1 e 5.2).

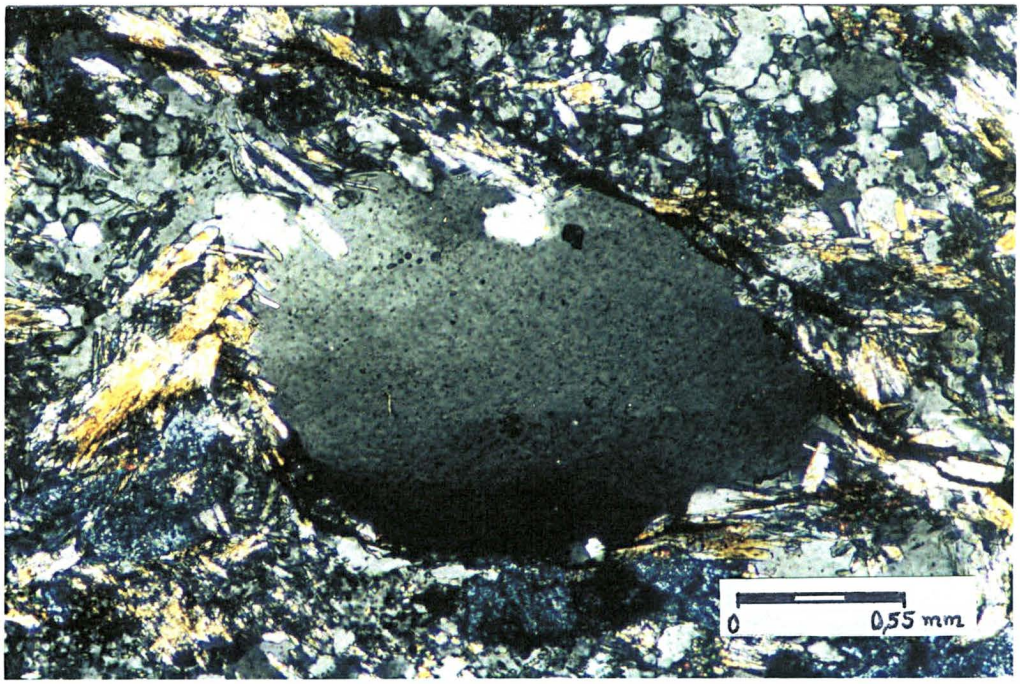
Estas rochas apresentam no geral matriz de granulação fina – pelítica a psamítica fina a média, foliada, em meio à qual se observam grânulos de dimensões milimétricas a centimétricas (xistos conglomeráticos) e seixos de tamanhos variados atingindo, localmente, dimensões de matacão (metaconglomerados). Este material macroclástico, mal selecionado, éconstituído por seixos de quartzo, quartzito, granito, gnaisse, xisto e filito. No geral apresentam-se arredondados, adelgaçados e/ou estirados e freqüentemente fraturados.

Foto 5.1 – Dobras abertas, métricas, freqüentes nos flancos de dobras cerradas, de dimensões decamétricas a hectométricas, comuns nos metamorfitos (ectinitos) do Complexo Turvo-Cajati. Foto tomada junto à estação GSP-037-3, no Km 21 da rodovia SP-226.

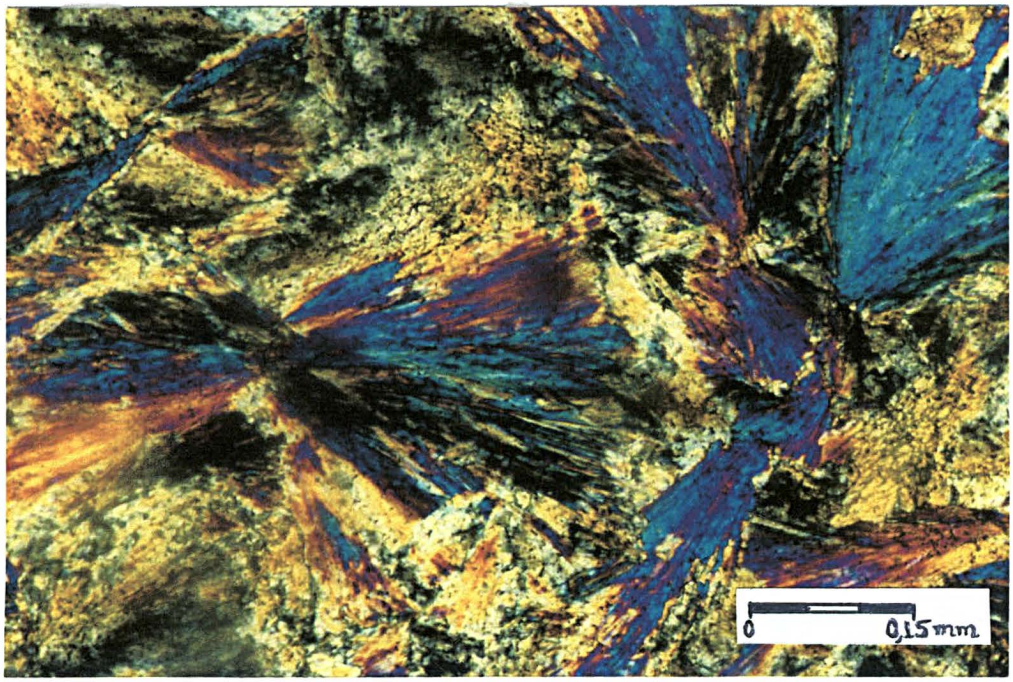
Foto 5.2 – Aspecto geral apresentado pelos metamorfitos do Complexo Turvo-Cajati. Localmente, em meio a estes metamorfitos, ocorrem veios e bolsões de quartzo branco (leitoso), irregulares, concordantes ou discordantes, aparentemente sem nenhuma mineralização associada. A xistosidade no local orienta-se segundo N45E 60NW. Foto tomada na estação GSP-041-3 (SP-226, Km 27,7).

Foto 5.3 – Aspecto da estação GSP-059-3, localizada no Morro do Botujuru, onde se verifica xisto conglomerático do Complexo Turvo-Cajati. Localmente há predomínio de matriz pelítico-psamítica e os seixos são predominantemente de xisto e filito e acham-se extremamente estirados.

Foto 5.4 – Outro aspecto da mesma estação GSP-059-3 (Morro do Botujuru), onde se verifica metaconglomerado polimítico. Os seixos são de quartzo, quartzito, granito, gnaisse, xisto e filito. Note que alguns destes seixos estão fraturados.



Fotomicrografia 5.1 – Grão de quartzo correspondente à fração areia muito grossa, envolto por matriz quartzo-actinolítica. Detalhe do metaconglomerado do Morro Botujuru. Estação GSP-059-3. Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.2 – Concentração de actinolita fibro-radial. A actinolita é o principal mineral constituinte da matriz das rochas metaconclomeráticas do Complexo Turvo-Cajati, junto ao Morro Botujuru. Estação GSP-059-3. Polarizadores cruzados.

Os termos mais estirados são os foliados (xisto e filitos). A orientação preferencial destes seixos deformados se dá mais ou menos concordante à foliação da rocha, que, no geral, apresenta atitude N20-30W 45SW. A cor destas rochas, quando frescas são cinza, e quando alteradas adquirem tons esverdeados e avermelhados (Fotos 5.3 e 5.4).

Este pacote conglomerático apresenta níveis constituídos de material onde predominam ora termos finos (matriz), ora grossos (cascalho), o que define um nítido bandamento cuja espessura varia de decimétrica a métrica. A passagem dos metaconglomerados e xistos conglomeráticos (PItm) para os termos metapelíticos (PItx) desta Unidade se dá, aparentemente, de maneira gradacional (?), ou seja, os metaconglomerados gradam para xistos conglomeráticos e estes para micaxistos finos e filitos.

A origem do material conglomerático (diamictítico ou lamítico seixoso), no entender do autor do presente trabalho, deve-se, provavelmente, a fluxos gravitacionais subaquosos do tipo fluxo de detritos (*debris flow*) e/ou a corrente de turbidez (turbiditos), que avançaram em ambientes de deposição distal. Vale ressaltar que Silva e Algarte (1981), interpretaram os ectinitos do Complexo Turvo-Cajati como turbiditos distais.

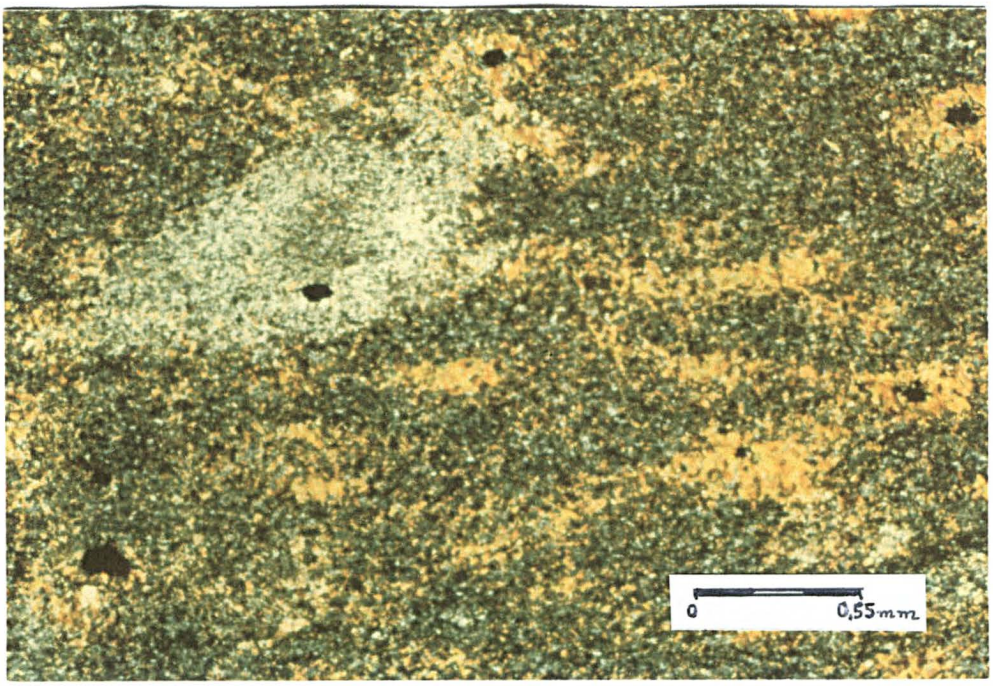
A presença de *hornfels,* no domínio do Complexo Turvo-Cajati, ao longo no contato com o Maciço Granítico Serra do Paratiú, a NW da área, atesta a natureza intrusiva do referido Maciço. Estudo petrográfico de uma amostra coletada junto à estação GSP-048-3 revelou tratar-se de biotita-cordierita *hornfels* (Fotomicrografia 5.3).

Os xistos conglomeráticos e os metaconglomerados acham-se fraturados e várias destas fraturas encontram-se preenchidas por veios de espessura centimétrica de quartzo de tonalidade cinza escura a preta (quartzo enfumaçado).

O contato dos metaconglomerados com o Maciço Granítico Serra do Paratiú, pelo menos localmente, se dá através de falhas normais, conforme se pode verificar pela interpretação apresentada no perfil geológico A-B-C, do Mapa Geológico, anexo (Mapa 1).

Ressalta-se ainda a presença marcante de fraturas e falhas, predominantemente normais, de âmbito regional, que cortam os litotipos do Complexo Turvo-Cajati, assim como, fotolineamentos, que se orientam preferencialmente para NW, e, subordinadamente, para NE. Tal fato está representado no Mapa Geológico, anexo.

É freqüente a presença de diques de microgabro e lamprófiro (Foto 5.5), de possança decimétrica a métrica, cortando as rochas do Complexo Turvo-Cajati, que orientam-se predominantemente para NW, conforme pode ser verificado no mapa supramencionado. Estes diques apresentam-se em geral com grau de intemperização avançado.



Fotomicrografia 5.3 – Biotita cordierita *hornfels*. Aspecto geral da amostra GSP-048-3, coletada no domínio do Complexo Turvo-Cajati, próximo ao contato com o Granito Serra do Paratiú, onde se observa porfiroblastos poiquiloblásticos de cordierita (cinza esbranquiçado) em meio a matriz fina, onde se sobressaem agregados biotíticos (amarelo). Polarizadores cruzados.

Foto 5.5 – Afloramento do Complexo Turvo-Cajati onde se verifica o predomínio de filitos, cuja xistosidade orienta-se em torno de N40E 60NW, cortado por dique, de provável natureza lamprofirítica, orientado segundo N80W vertical. No geral acham-se muito intemperizados. Foto tomada junto à estação GSP-040-3, no Km 25,7 da rodovia SP-226.

Conforme já descrito no tópico anterior desta dissertação à denominação Seqüência Turvo-Cajati para os litotipos desta unidade deve-se a Silva e Algarte (1981) e Silva *et al.* (1981). Hasui *et al.* (1981) adotam para esta mesma unidade geológica a denominação Complexo Turvo-Cajati, com idade Paleoproterozóica.

A área estudada abarca apenas alguns litotipos do Complexo Turvo-Cajati e insere-se, em grande parte, no contexto da fácies metapelítica que Silva e Algarte (1981) denominaram de Subseqüência Cajati.

O metamorfismo das rochas do Complexo Turvo-Cajati, na área estudada, é de grau fraco (fácies xisto-verde), e, mais localmente, ao longo do contato com o Maciço Granítico Serra do Paratiú, a NW da área, foi identificado biotita-cordierita *hornfels* (Amostra GSP-048-3, Fotomicrografia 5.3) relacionado ao termometamorfismo de contato.

5. 2. Maciço Granítico Serra do Paratiú – GSP. (Neoproterozóico - Eopaleozóico).

5. 2. 1. Aspectos gerais.

O Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Ɛgr – Mapa 1, anexo), constitui-se de um corpo de forma ovalada, com superfície de aproximadamente 100 Km² de área. Trata-se de um granito circunscrito, discordante e intrusivo em rochas do Complexo Turvo-Cajati. Como grande parte de sua borda sudeste acha-se encoberta por sedimentos cenozóicos, a sua extensão areal aflorante é reduzida para aproximadamente 70 Km², sendo desta forma considerado stock (Mapa 1).

Este maciço granítico define as mais expressivas elevações do relevo da área estudada, atingindo, localmente, altitudes da ordem de 700 metros (Fotos 5.6 e 5.7). Trata-se de um corpo constituído essencialmente por biotita-monzogranito (granito 3b), na classificação de Strekeisen (1976) e Le Maitre (1989), geralmente com textura porfirítica e granulação média (Fotos 5.8, 5.9 e 5.10). Estas fotos apresentam o aspecto mesoscópico, de afloramento, típico do Granito Serra do Paratiú.

Ao longo da borda S e SW do granito, ocorrem freqüentes diques, de possança decimétrica, e enclaves sub-arredondados, decimétricos a métricos, de rocha microgranítica, de textura porfiróide, de matriz de granulação fina, predominantemente cinza escura (Fotos 5.11, 5.12 e 5.13).

Foto 5.6 – Vista panorâmica da porção ocidental do Maciço Granítico Serra do Paratiú. O ponto mais elevado localiza-se na Serra do Itinga (Pico Itinga) e atinge 702 m de altitude. Foto tomada do Rio Iriraia-Açu, a aproximadamente 1 Km a montante do Rio Iriraia-Mirim.

Foto 5.7 – Vista panorâmica do Pico Itinga, onde se observa relevo do tipo "Pão-de-Açucar" e detalhe da Floresta Atlântica.

Foto 5.8 – Aspecto da textura porfirítica comum nos afloramentos do Maciço Granítico Serra do Paratiú (biotita monzogranito). Os fenocristais em destaque são de feldspato potássico. Foto tomada na extremidade norte do Maciço próximo à sede da Fazenda São Pedro.

Foto 5.9 – Aspecto da textura porfirítica. Foto tomada na extremidade sul do Maciço Granítico Serra do Paratiú, junto ao afloramento GSP-002-3.

Foto 5.10 – Biotita monzogranito porfirítico, de granulação média a grossa. A amostra à esquerda foi submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspatos (GSP-054-3).

Foto 5.11 – Biotita monzogranito pórfiro. Na amostra à esquerda, após ter sido submetida a ensaio de coloração seletiva para feldspatos, destacam-se em meio a matriz de granulação fina, fenocristais de feldspato potássico (amarelo) e plagioclásio (branco). Pontualmente observa-se fenocristal com indício de textura *rapakivi* (GSP-055-3).

Foto 5.12 – Detalhe da estação GSP-003-3 (3A) onde se verifica enclave de dimensão métrica. Ao nível de afloramento estes enclaves se diferenciam da encaixante por apresentarem textura bem mais fina.

Foto 5.13 – Outro detalhe da mesma estação GSP-003-3 (3B e C) onde verifica um enclave de dimensão de alguns decímetros. Estudo petrográfico de amostras aí coletadas revelaram tratar-se enclave e encaixante, respectivamente, de biotita monzogranito pórfiro, de granulação fina (GSP-003-3B), e de biotita monzogranito porfirítico, de granulação média (GSP-003-3C).

Enclaves centiméticos de agregados minerais, de cor cinza escura a preta, de composição quartzo diorítica, ocorrem dispersos aleatoriamente em meio ao maciço granítico. E, localmente, em escala de detalhe, verifica-se bolsões decimétricos de material pegmatóide com pouca turmalina preta (schorlita) disseminada, e fraturas preenchidas por material quartzo-feldspático epidotizado e cloritizado, acompanhado por turmalina preta fibro-radiada.

O Maciço Granítico em pauta, em termos gerais, acha-se extremamente fraturado, e em alguns pontos podem-se verificar rochas graníticas parcialmente deformadas (cataclasadas e milonitizadas). Há ocorrência local de rocha brechada, com textura porfirítica (fenocristais de feldspato potássico) e matriz composta por plagioclásio, biotita e calcita, com composição adequada a um biotita-monzonito, certamente derivada do granito por meta-cataclase. O quartzo é bastante raro, restringindo-se aos espaços intergranulares. Além do hidrotermalismo de baixa temperatura que afetou esta rocha, observa-se que ela foi submetida a albitização, sin a pós-deformação.

Junto à estação GSP-089-3 (Mapa 1, anexo), coincidente com uma zona de falha, ocorre rocha de natureza metassomática (sericita-quartzo *greisen*), portadora das principais ocorrências com potencialidade econômica, relacionadas ao Granito Serra do Paratiú: pirita, pirrotita, calcopirita e fluorita.

O Maciço Granítico Serra do Paratiú apresenta um número acentuado de lineamentos observáveis em fotografias aéreas. Trata-se de lineamentos definidos predominantemente por fraturas (juntas e falhas), que apresentam um nítido padrão radial.

O contato do Maciço Granítico Serra do Paratiú apresenta feições de contatos nitidamente intrusivos e também tectônicos. Suas encaixantes pertencentes ao Complexo Turvo-Cajati, em grande parte de sua extensão, acham-se encobertas por sedimentos quaternários.

Evidência de metamorfismo de contato nos metapelitos do Complexo Turvo-Cajati foi identificado na porção NW da área. Em estudos de amostra coletada junto ao afloramento GPS-048-3 caracterizou-se biotita-cordierita *hornfels* (Fotomicrografia 5.3).

Contato tectônico (falhas normais) foi observado principalmente no extremo NE da área, onde as encaixantes são constituídas por xistos conglomeráticos e metaconglomerados pertencentes ao Complexo Turvo-Cajati.

Cortando o Maciço Granítico Serra do Paratiú, ocorrem, com freqüência, diques de microgabro (referidos na bibliografia geralmente como diabásio ou dolerito) e lamprófiro,

dotados de possanças que variam de alguns centímetros até métrica, encaixados em zonas de fraturas.

A idade do Maciço Granítico Serra do Paratiú, tem sido discutida por diversos autores. Silva (1981) classifica-o dentro do contexto dos granitóides de idade proterozóica indiferenciada. Silva *et al.* (1981), ao considerá-lo dentro do contexto dos granitóides embrechíticos, o coloca, com reservas, provisoriamente, no Brasiliano. Enquanto que. Hasui *et al.* (1981) o considera como pertencente à Suíte Granítica Pós-Tectônica, em relação à Orogênese Brasiliana, compondo a Fácie Itu de Hasui *et al.* (1978), e como tal, com idade em torno de 550 Ma.

Para os granitos da Suíte Serra do Mar, da qual o Granito Serra do Paratiú faz parte (Kaul, 1984, 1997) conclui por idades radiométricas próximas de 580 ± 20 Ma.

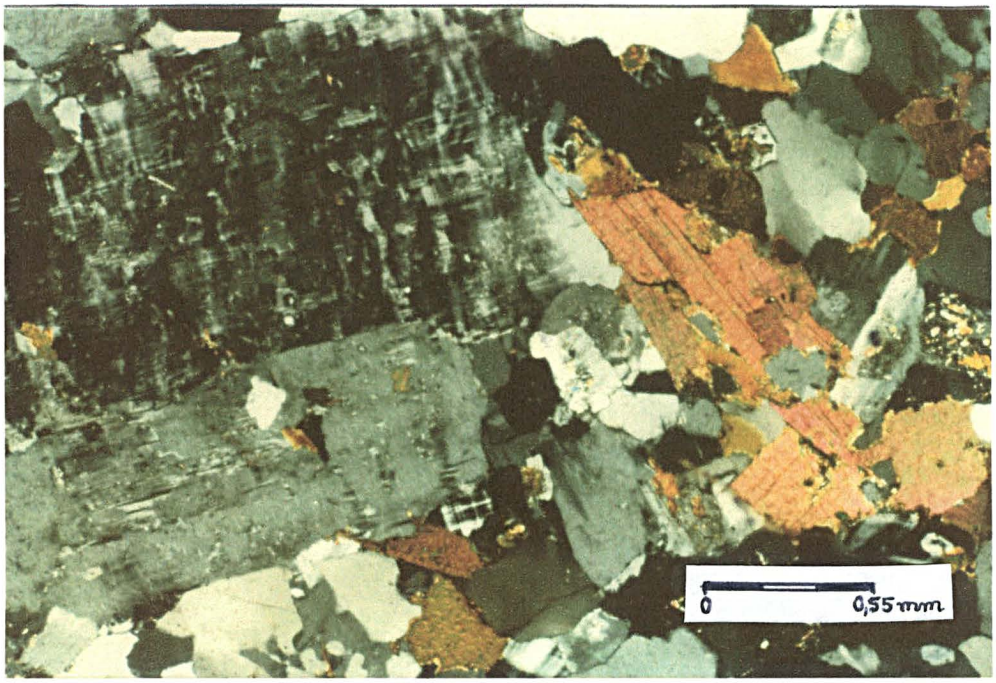
5. 2. 2. Petrografia das Rochas Graníticas.

Microscopicamente observa-se que a textura predominante nas rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú é a porfirítica (Fotomicrografia 5.4) com matriz granular hipidiomórfica, caracterizada geralmente por fenocristais subcentimétricos a centimétricos de microclínio e mais raramente plagioclásio, em cristais milimétricos. A matriz é constituída principalmente por cristais milimétricos a submilimétricos de quartzo, em agregados de grãos subédricos, subarredondados, plagioclásio, em cristais tabulares e microclínio, em cristais subédricos a anédricos, e, subordinadamente, biotita.

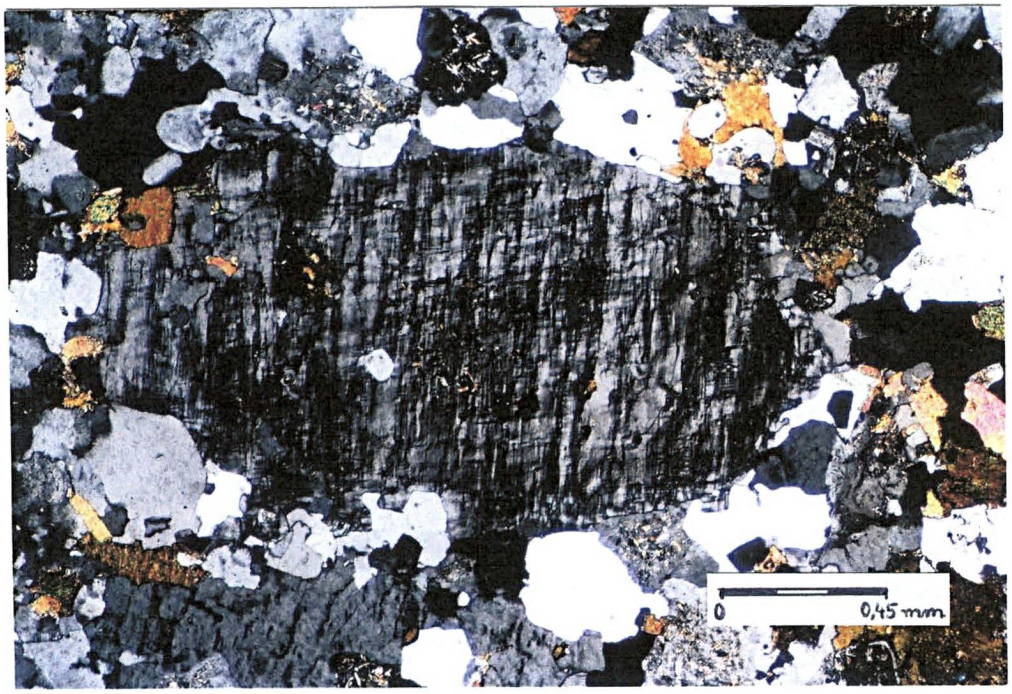
Outras texturas encontradas com freqüência são a porfiróide (Fotomicrografias 5.5 e 5.6) e a ineqüigranular hipidiomórfica, fornecida geralmente por raros fenocristais de microclínio subcentimétricos, em meio a cristais submilimétricos a milimétricos de quartzo, plagioclásio e microclínio. Mineralogicamente são compostos essencialmente por microclínio micropertítico a mesopertita, plagioclásio e quartzo, em proporções que variam de 90 a 95%.

O microclínio ocorre em cristais prismáticos curtos, de textura micropertítica (pertitas sob a forma de cordões ou manchas). Localmente, no contato entre dois cristais, observam-se bordas albíticas (Fotomicrografias 5.7 e 5.8).

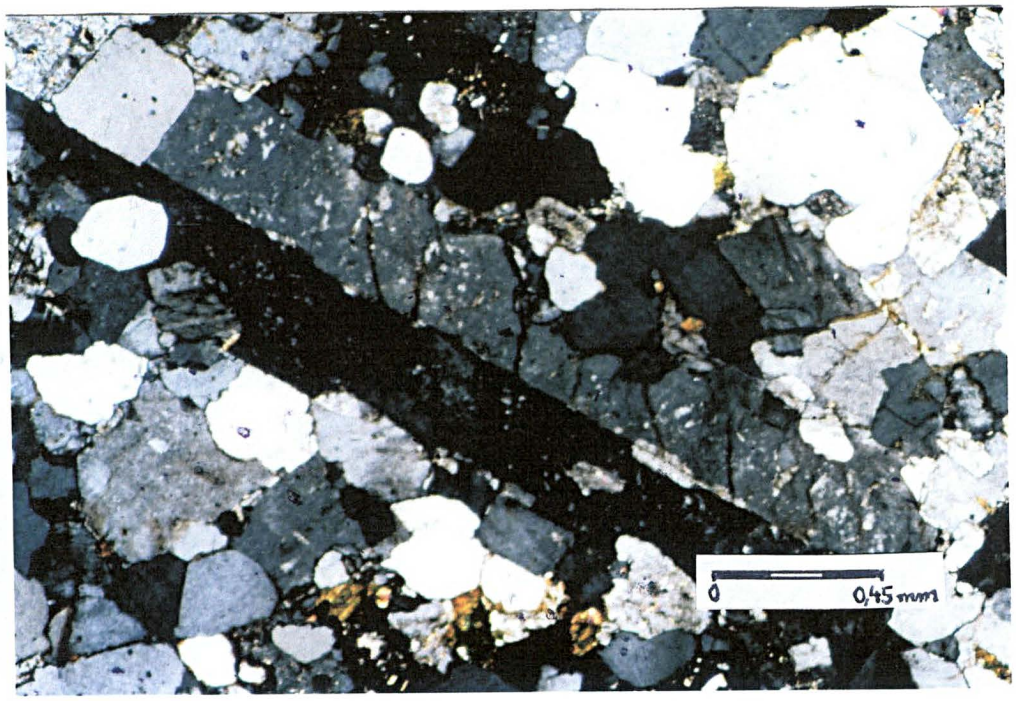
Por vezes ocorrem no microclínio inclusões de plagioclásio, indicando possíveis restos resultantes da substituição de plagioclásio por microclínio, revelando evidência de feldspatização potássica precoce (Fotomicrografia 5.9).



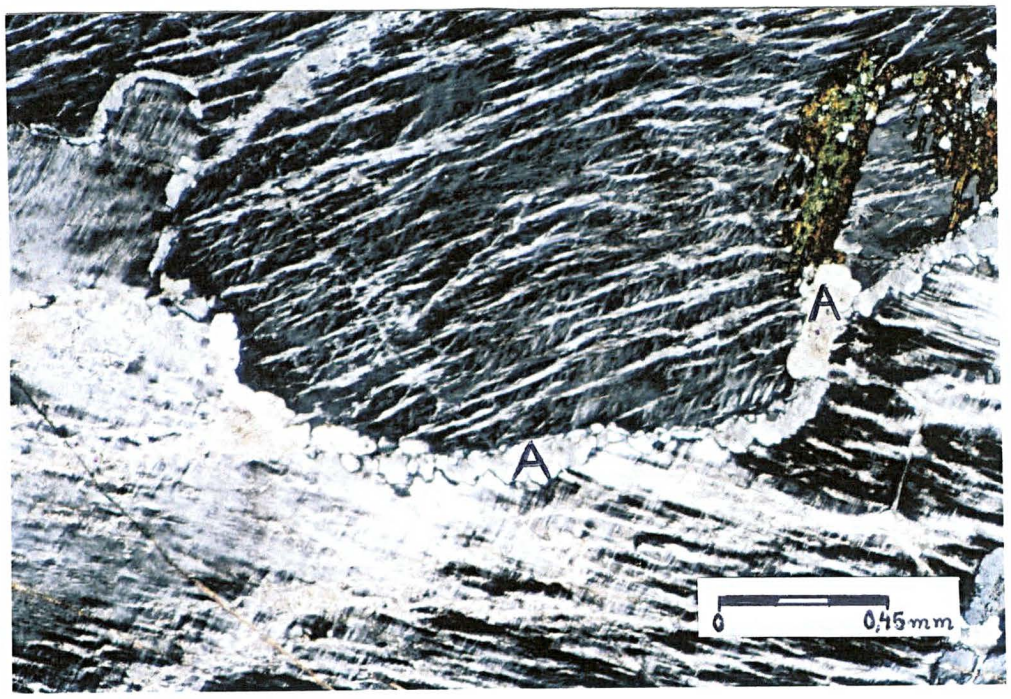
Fotomicrografia 5.4 – Biotita monzogranito. Aspecto geral da textura porfirítica, fornecida por fenocristais de microclínio em meio à matriz de granulação fina, hipidiomórfica (GSP-093-3). Polarizadores cruzados.



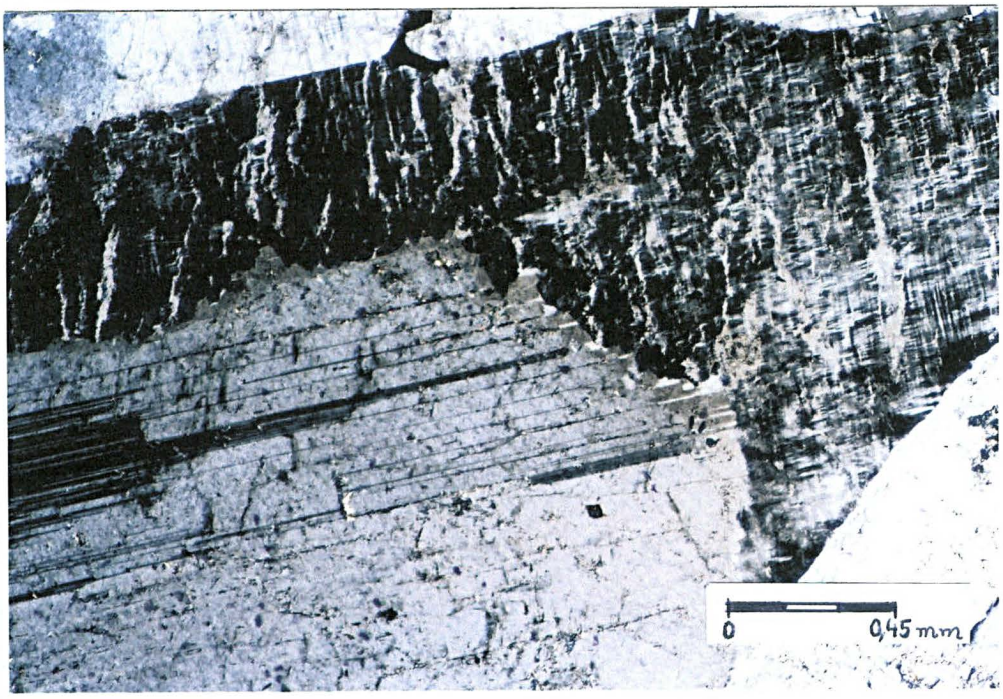
Fotomicrografia 5.5 – Biotita monzogranito pórfiro (GSP-003-3B). Fenocristal de microclínio envolto por matriz granular de granulação fina, hipidiomórfica. Polarizadores cruzados.



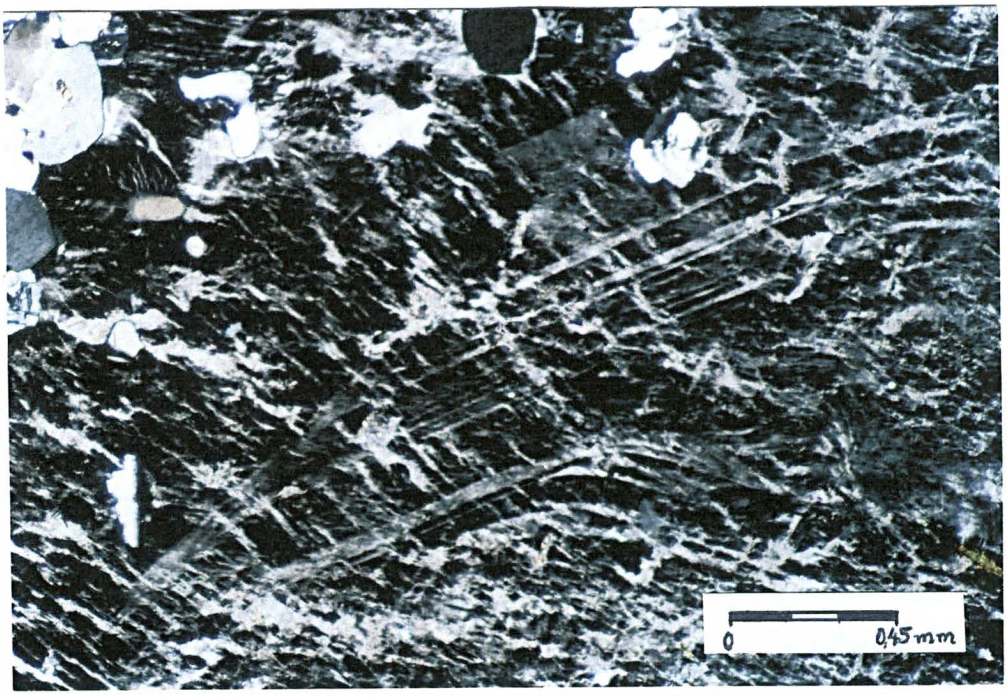
Fotomicrografia 5.6 – Biotita monzogranito pórfiro. Fenocristal de feldspato potássico com hábito tabular envolvido por matriz fina (GSP-022-3). Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.7 – Biotita monzogranito porfirítico. Cristais de microclínio mesopertítico com bordas albíticas (A) (GSP-009-3). Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.8 – Biotita monzogranito porfirítico. Contato de cristal de plagioclásio, à esquerda da foto, com cristal de microclínio micropertítico (GSP-009-3). Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.9 – Biotita monzogranito pórfiro. Cristal de plagioclásio parcialmente substituído pelo microclínio mesopertítico (GSP-015-3). Polarizadores cruzados.

O plagioclásio (oligoclásio) apresenta hábito tabular, geralmente zonado, com bordas mais sódicas, albíticas e límpidas, enquanto as regiões centrais são turvas e freqüentemente saussuritizadas. No contato com o microclínio foram observados intercrescimentos mirmequíticos com quartzo.

O quartzo apresenta extinção ondulante, de moderada a forte e é comum a presença de inclusões de microclínio e de plagioclásio.

Em quantidades subordinadas ocorre biotita parda a verde (5 a 10% do total da rocha), e, associados a ela, opacos (principalmente magnetita e ilmenita), allanita, apatita, titanita e zircão. Em algumas amostras foram encontrados cristais de fluorita (Fotomicrografia 5.10), geralmente em grãos intersticiais ou inclusos em plagioclásio.

Aparece de forma bastante rara turmalina em cristais finos. Como minerais secundários são comuns: epídoto, sericita e localmente alofano (alteração do plagioclásio), clorita e hidróxidos de ferro (alteração da biotita). A biotita também aparece alterada nas bordas para sericita e clorita.

Segundo a classificação da IUGS (1973), Streckeisen (1976) e Le Maitre (1989) as rochas graníticas do Maciço Serra do Paratiú, como já citado em capítulos anteriores, se enquadram no campo dos monzogranitos (granito 3b) (Figura 5.1), ocorrendo, muito raramente, sienogranitos (granitos 3a). Trata-se de um granito do tipo *subsolvus* (Tuttle e Bowen, 1958), que são caracterizados pela presença simultânea de feldspato potássico e plagioclásio (Fotomicrografias 5.8 e 5.9). E, quanto à saturação em alumina, peraluminoso ($Al_2O_3 > Na_2O+K_2O+CaO$), ou seja, um granito onde a proporção molecular de alumina é maior que a somatória das proporções moleculares dos óxidos de Na, K e Ca (Shand, 1947).

As descrições petrográficas das amostras de rochas que compõe o Maciço Granítico Serra do Paratiú, das suas encaixantes e dos diques a ele associado, podem ser verificadas nos Quadros 5.1 (anexo), 5.2 e 5.3.

É muito comum a alteração hidrotermal representada por saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita, de forma pervasiva nas rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

A fluorita está relacionada tanto ao processo de albitização como ao hidrotermalismo, que afetaram o Maciço Granítico como um todo.

Ao microscópio a deformação é observada através de microfraturas (preenchidas ou não por hidróxidos de ferro) e moderada a forte extinção ondulante em cristais de quartzo.

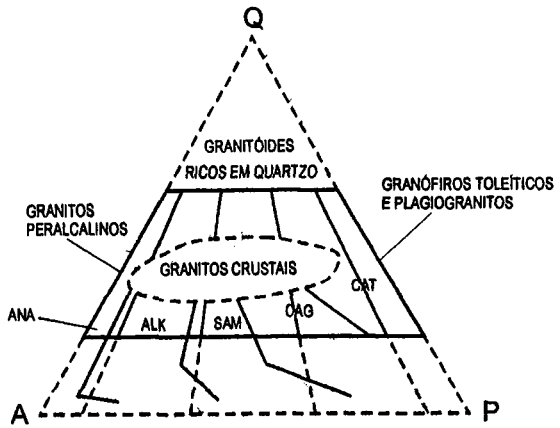
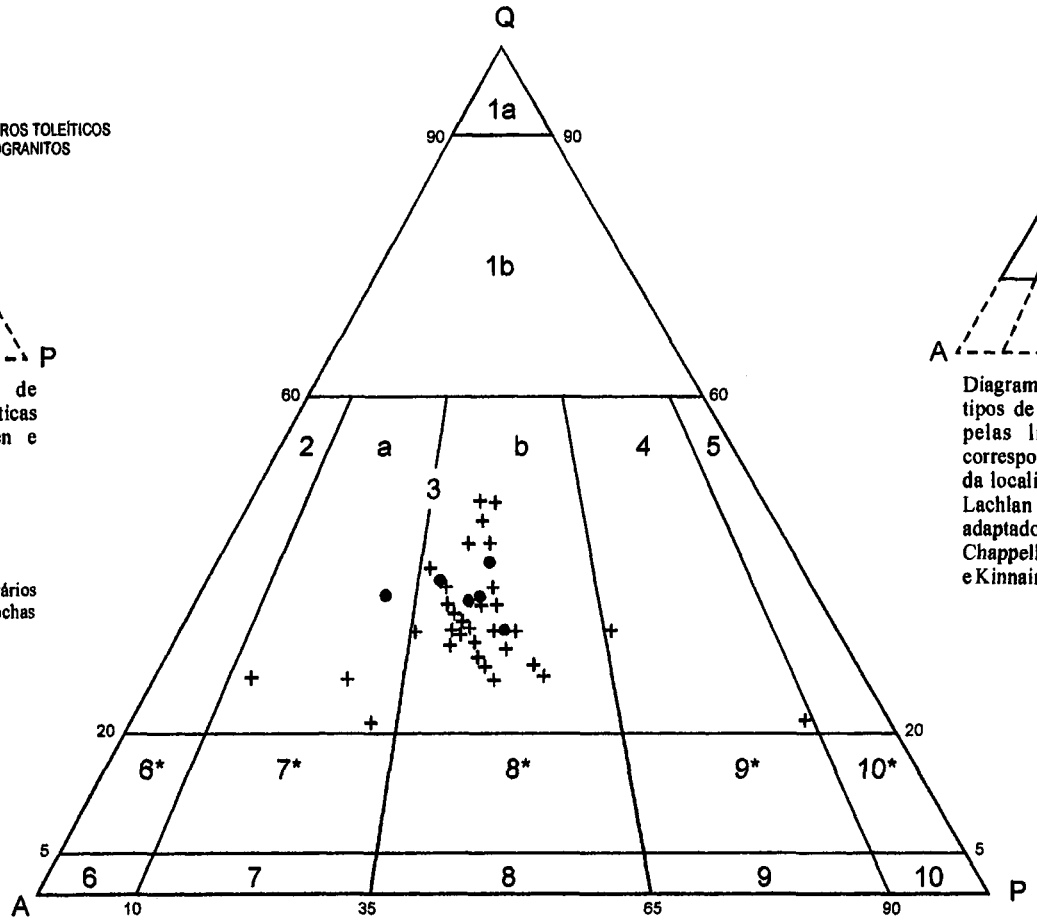


Diagrama modal QAP com os grupos de classificação das séries de rochas graníticas (Lameyre e Bowden, 1982 *apud* Bowden e Kinnaird, 1984 - adaptado).

CAT - Série trondjemítica cálcio-alcalina
CAG - Série granodiorítica cálcio-alcalina
SAM - Série monzonítica subalcalina
ALK - Série potássico-aluminosa
ANA - Série sódica-alcalina

OBS: As linhas mais grossas marcam campos arbitrários das várias séries graníticas, incluindo as suítes de rochas intermediárias relacionadas.



\+ Amostras submetidas a ensaio de coloração seletiva para feldspatos (32 amostras).
• Análises modais (6 análises).

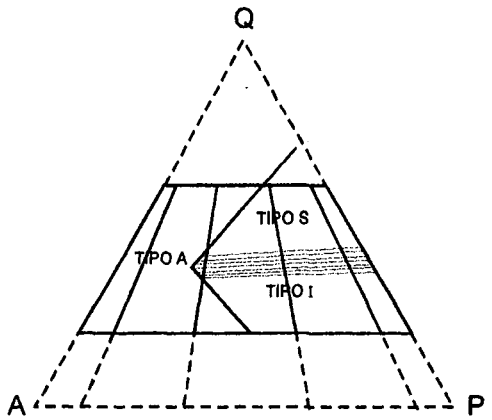


Diagrama modal QAP com os três principais tipos de rocha granítica, A, S e I demarcadas pelas linhas cheias. A zona pontilhada corresponde à área de superposição dos tipos S e I da localidade clássica do cinturão Caledoniano Lachlan Fold, no SE da Australia. Diagrama adaptado de um desenho original de E. W. Chappell (comunicação pessoal), *apud* Bowden e Kinnaird, (1984).

Figura 5.1 - Amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú lançadas em diagrama triangular QAP (IUGS, 1973; Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989).

Minerais Félsicos / Amostras	Quartzo (%)	Microclínio (%)	Plagioclásio (%)	Classificação Petrográfica	Obs.:
GSP- 001- 3A	37	40	23	Biotita monzogranito porfirítico	1
GSP- 001- 3B	26	35	39	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 001- 3E	30	35	35	Rocha monzogranítica cataclasada, com zonas milonitizadas	1, 2
GSP- 002- 3A	29	40	31	Biotita monzogranito porfirítico	1
GSP- 002- 3B	30	25	45	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 003- 3A	29	42	29	Biotita monzogranito porfirítico	1, 2
GSP- 003- 3B	30	37	33	Biotita monzogranito pórfiro	1, 2
GSP- 003- 3A	43	32	25	Biotita monzogranito	1, 3
GSP- 009- 3	45	31	24	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 010- 3C	25	55	20	Biotita monzogranito pórfiro	1, 2
GSP- 015- 3	30	45	25	Biotita monzogranito pórfiro	1, 2
GSP- 017- 3	33	35	32	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 019- 3	26	40	34	Micro-monzoleucogranito	1, 2
GSP- 022- 3	25	65	10	Biotita monzogranito pórfiro	1, 2
GSP- 026- 3	31	40	29	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 054- 3	30	41	29	Biotita monzogranito porfirítico	1, 2
GSP- 055- 3	33	40	27	Biotita monzogranito pórfiro	1
GSP- 056- 3	20	55	25	Biotita monzogranito porfirítico	1
GSP- 057- 3	32	40	28	Biotita monzogranito porfirítico	1, 2
GSP- 075- 3	30	40	30	Biotita monzogranito porfirítico	1
GSP- 076- 3	_	54	46	Biotita monzonito fenítico	1
GSP- 077- 3	_	28	72	Monzonito fenítico	1, 2
GSP- 079- 3	35	40	25	Biotita monzogranito	1, 3
GSP- 083- 3	27	40	33	Biotita monzogranito porfirítico	1
GSP- 084- 3	35	35	30	Biotita monzogranito	1
GSP- 085- 3	25	40	35	Biotita monzogranito	1, 2
GSP- 090- 3	40	35	25	Biotita monzoranito	1, 3
GSP- 093- 3	45	30	25	biotita monzogranito	1, 3
GSP- 094- 3	25	35	40	Biotita monzogranito	1, 3
GSP- 095- 3	40	33	27	Biota monzogranito	1
GSP- 096- 3	28	37	35	Biotita monzogranito	1
GSP- 100- 3	33	31	36	Biotita monzogranito porfirítico	1, 3

Obs.: A localização dos pontos de amostragens das rochas acima pode ser verificada no Mapa Geológico anexo (Mapa 1). Amostras submetidas ao ensaio de coloração seletiva de feldspato (1), a análise petrográfica expedita (2), pormenorizada, modal e química (3).

Quadro 5.2 – Classificação petrográfica simplificada, por coloração seletiva de feldspatos, de amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

Amostras	Principais Minerais						Outros minerais	Classificação / Natureza	Textura / Granularidade	Estado de alteração	Cor / Estrutura	Informações complementares	Obs.:
GSP-004-3B	Plagioclásio (labradorita) 40%	Augita titanífera (+hornblenda) 25%	Opacos (magnetita e outros) 10%	Olivina 10%	Argilo minerais verdes 10%	Biotita < 5 %	<5%: Zeólitas (?). Tr.: Apatita, (hidróxido e/ou óxidos de Fe, carbonato)	**Olivina diabásio** / Ígnea	Intergranular / Granulação fina a média	Média alteração hidrotermal	Preta / Maciça	Ripas submilimétricas de labradorita e cristais intersticiais subédricos a euédricos de augita titanífera e anédricos de olivina configuram textura intergranular. Augita apresentam bordas alteradas em hornblenda marrom e os de olivina acham-se parcialmente serpentinizados (?). Argilo-minerais verdes em geral estão substituindo (pseudomorfizando) mineral não identificado. Plagioclásio encontra-se incipientemente argilizado, mas em zonas esparsas acha-se totalmente alterado. Minerais opacos, principamente magnetita, estão distribuidos pela matriz. Zeólitas (?) preenchem cavidades miarolíticas. Amostra de rocha de dique de possança métrica.	2
GSP-049-3	Plagioclásio epidotizado 40-45%	Titanita (+leucoxênio) < 5%	Opacos 5%	Actnolita + clorita 30-35%	Quartzo < 5%	Biotita 5%	Traços: Microclínio, epidoto (pistacita)	**basalto hidrotermalizado**/ Ígnea	Blasto-intergranular a blasto-subofítica / Granulação fina.	Forte alteração hidrotermal	Cinza / Maciça	O arranjo de cristais ripiformes de plagioclásio (parcialmente alterados em epidoto e/ou filossilicatos) com agregados de actinolita + clorita (+biotita) intersticiais sugere uma textura original intergranular a subofítica. Megacristais milimétricos (xenocristais ou fenocristais?) ripiformes a tabulares, ligeiramente arredondados de plagioclásio (oligoclásio) que compõem 5 - 10% da rocha, apresentam bordas totalmente alteradas em argilo-minerais e epidoto. Xenocristais milimétricos, arredondados de quartzo (compõem < 5% da rocha) exibem "auréola" de reação constituída por agregados em "paliçada" de actinolita. Amostra de rocha de dique.	2
GSP-077-3A	Zeólita (?) + serpentina + calcita 30-40%	Augita (+mat. alteração) 20-30%	Pseudomorfos de olivina 10 a 20%.	–	–	Biotita 20-30%	Traços: Opacos, apatita, perovskita (serpentina, talco)	**"Olivina" augita-biotita lamprófiro** / Ígnea	Porfirítica / Granulação muito fina	Moderada a forte alteração hidrotermal	Cinza escuro/ Maciça-xenolítica	A amostra representa o contato entre um dique de lamprófiro (GSP-077-3A) com rocha granítica (GSP-077-3B). Em meio ao dique ocorre enclaves decimétrico de rocha "granítica" que sofreu moderada a forte alteração hidrotermal transformando-se em monzodirito	2
GSP-077-3B	Clorita + zeólita + calcita + arfvedsonita + egirina 25-30%		Plagioclásio (oligoclásio) 50--55%	Feldspato potássico 20%	–	–	Traços: Quartzo, (epídoto)	**Monzodiorito fenítico** / Ígnea	Cataclástica	Moderada a forte alteração hidrotermal	Cinza azulado / Maciça-xenolítica	O "enclave granítico" encontra-se muito brechado e hidrotermalizado. A calcita e zeólita estão em cristais por vezes complexamente geminados, parecem ocupar o lugar do quartzo do granito original. Há também muita matriz composta de clorita, zeólita, arfvedsomita, calcita e pouca egirina.	2
GSP-058-3 Matriz	Actinolita, epidoto, carbonatos 15-20%		–	–	–	–	Diopsídio, opacos, titanita + leucoxênio, zircão	**Metaconglomerado** / Metamórfica	Blastopsefítica / Conglomerática	Praticamente sã	Cinza	Rocha constituída por fragmentos subarredondados (seixos), deformados, de material quartzo-feldspático fino, às vezes hogêneos (rocha granitóide) e às vezes bandados com actinolita associada (quartzito calcossilicático), agregados quartzosos grossos e grânulos de quartzo.Cristais aciculares e/ou fibro-radiados de actinolita e euédricos de epidoto e carbonato formam agregados lenticulares esparsos ou cordões bordejando os fragmentos, sugerindo possível substituição da matriz do conglomerado original. Titanita parcilmente leucoxenizada é observada dispersa ao redor dos fragmentos.	2
GSP-058-3 Seixos	Agregados quartzo-feldspáticos, quartzo 80%		–	–	–	–	–						
GSP-059-3	Quartzo + felspato potássico 30%		Actinolita 45-50%	Diopsídio 15%	Titanita (+leucoxênio) 5%	–	< 5% : Epídoto	**Rocha cálcio-silicática (metaconglomerado ?)** / Metamórfica	Blastopsefítica / Conglomerática	Praticamente sã	Cinza / Orientada	Rocha constituída de seixos subcentimétricos, subarredondados e deformados, de agregados quartzo-feldspáticos (feldspatos potássicos) e de quartzo, associados a concentrações lenticulares de actinolita fribro-radiada caracterizando uma textura blastopsefítica. Estas concentrações de actinolita podem apresentar, em seus núcleos, agregados de diopsídio ou vazios ocasionados por dissolução. Cordões e agregados esparsos de epídoto juntamente com titanita parcialmente leucoxenizada são observadas ao redor dos fragmentos.	2
GSP-104-3 Matriz	Actinolita 15-20%		–	–	–	–	5-10 : Epídoto, titanita + leucoxênio, opacos, zircão. Tr.: Carbonato	**Xisto conglomerático (metaconglomerado)** / Metamórfica	Blastopsefítica / Conglomerática	Praticamente sã	Cinza escura / Orientada	Rocha constituída de fragmentos (seixos) subarredondados, de material quartzo-feldspático fino, parcialmente milonítico e, localmente, de quartzo, deformados. A actinolita geralmente ocorre em cristais fibro-radiais formando agregados lenticulares esparsos, possivelmente substituindo a matriz do conglomerado original. Epídoto e titanita parcialmente leucoxenizada ocorrem dispersos pela rocha.	2
GSP-104-3 Seixos	Agregados quartzo-feldspáticos, quartzo 75%		–	–	–	–	–						
GSP-039-3	Quartzo 85%	Peseudomorfos limoníticos 10 a 15%	Pseudomorfos de mineral cálcio-silicáticos (?) <5%		–	–	Traços: Opacos, muscovita, zircão	**Metarenito** (possível quartzito cálcio-silicático) / Metassedimentar	Blastopsamítica / Granulação fina	Forte alteração intempérica	Ocre / Orientada	Rocha constituída predominantemente por quartzo com granulometria areia fina. Pseudomorfos limoníticos, com até 0,3 mm de tamanho, são alongados e dispõem-se paralelos a estruturação geral da rocha. Ocorrem também pseudomorfos de possíveis minerais cálcio-silicáticos.	2
GSP-032-3	Sericita (+moscovita) 85%	Quartzo 15%	–	–	–	–	(hidróxidos + óxidos de Fe)	**Filito** / Metamórfica	Lepidoblástica / Granulação fina	Forte alteração intempérica	Amarelo avermelhado / Foliada	Rocha constituída predominantemente de sericita, exibindo forte orientação (xistosidade). Hidróxidos e óxidos de Fe ocorrem em agregados lenticulares e filetes suborientados segundo a estruturação da rocha. Muscovita, em agregados de plaquetas sem orientação preferencial, forma corpos lenticulares isorientados.	2
GSP-001-3F	Plagioclásio (albita) 10%	–	–	–	Quartzo 85-90%	–	<5%: Biotita, zircão, poacos, epidoto, (hidróxidos de fe)	**Albita-quartzito blatomilonítico** / Metamórfica	Granoblástica / Granulação muito fina	Leve alteração intempérica	Cinza claro esverdeado / Orientada	Rocha de estrutura orientada e granulação muito fina, constituída principalmente por cristais de quartzo (e plagioclásio) em arranjo granoblástico. A recristalização dos minerais não permite a observação de cristais deformados, destacando-se somente cordões isorientados de quartzo que podem indicar tanto um quartzito blastomilonítico quanto um "enclave" quartzoso no granito.	2
GSP-048-3	Cordierita 40-50%	Sericita (+ moscovita) 15%	Opacos 5%	–	Quartzo 10%	Biotita 25%	Traços: turmalina, apatita, zircão	**Biotita cordierita-hornfels** / Metamórfica	Hornfélsica / Granulação fina a média	Praticamente sã	Cinza-escuro / Fracamente orientada	Rocha constituída por cristais de quartzo e plaquetas incipientemente orientadas de biotita e sericita, em textura granolepidoblástica. Nesta matriz distribuem-se máculas (porfiroblastos poiquiloblásticos) lenticulares, ou arredondados, milimétricas a centimétricas e suborientadas de cordierita; o que confere caráter hornfélsico à rocha. Biotita também ocorre em agregados de plaquetas maiores sem orientação preferencial. Não se observam inclsões de biotita e cordierita.	2
GSP-089-3B	Sericita 40%	Fluorita < 5%	Opacos (sulfetos) 5%	–	Quartzo 45%	Biotita parda 5 a 10	Traços:Zircão, apatita, (óxidos e/ou hidróxidos de Fe).	**Sericita-quartzo greisen** / Metassomática	Heterogranoblástica / Granulação fina	Praticamente sã	Cinza médio / Maciça com fraturas	A biotita acha-se parcialmente alterada em óxidos e/ou hidróxidos de ferro. Fluorita ocorre em cristais submilimétricos, subédricos, dispersos pela rocha. A rocha acha-se atravessada por algumas microfissuras subparalelas, preenchidas por hidróxido de ferro. Estudo de uma seção polida desta rocha com sulfeto disseminado revelou, em orsdem de abundância: pirita, ilmenita, pirrotita e calcopirita. A pirita ocorre disseminada na rocha em agregados submilimétricos a milimétricos e em alguns cristais maiores apresentam microfissuras e inclusões de pirrotita e raras de calcopirita, muito fina. A ilmenita é rara.	2 e 4

Obs.: A localização dos pontos de amostragens das rochas acima pode ser verificada no Mapa Geológico anexo (Mapa 1).
Amostras submetidas a análise petrográfica (2) e seção polida (4).

Quadro 5.3 – Características petrográficas de rochas do Complexo Turvo-Cajati e de diques e greisens associados ao Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia –SP.

Junto à estação GSP-089-3, (Mapa 1) coincidente com uma zona de falha, ocorre rocha de natureza metassomática e composição compatível a *greisen*, e que, devido a seu modo de ocorrência, pode ser chamado de *endogreisen.* Apresenta granulação fina, coloração cinza média e estrutura maciça, com fraturas (Foto 5.14).

Microscopicamente exibe textura heterogranoblástica (Fotomicrografia 5.11) caracterizados por cristais anédricos de quartzo, submilimétricos a milimétricos, associados a finas lamelas de sericita, também em agregados, perfazendo cerca de 85% da rocha. Ocorrem ainda biotita parda, fluorita, zircão, apatita e opacos, além de óxidos e/ou hidróxidos de ferro, que ocorrem em microfraturas. O estudo dos minerais opacos em seção polida revelou predominantemente pirita, em cristais submilimétricos, com inclusões freqüentes de pirrotita e raras de calcopirita (Fotomicrografia 5.12). A ilmenita também está presente, geralmente associada à biotita.

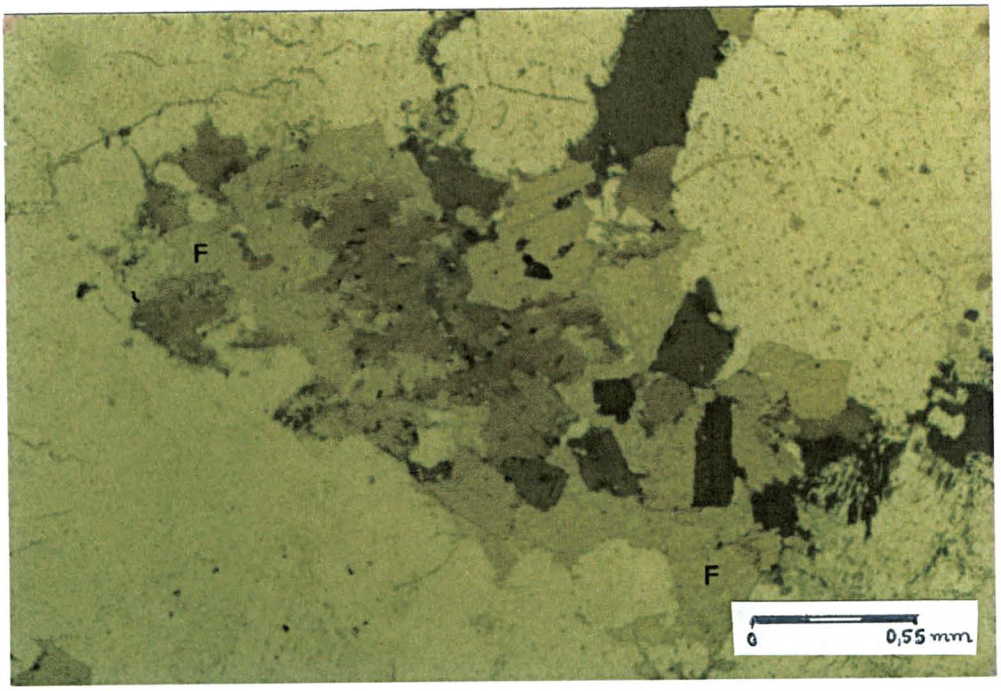
Muito localmente, na extremidade sul do Maciço, ocorre rochas cataclasadas até termos miloníticos e blastomiloníticos. Esta última é constituída basicamente de quartzo e, subordinadamente, albita. O aumento no teor de quartzo e a presença de albita se devem, provavelmente, a um processo metassomático, talvez relacionado com a deformação e albitização seguida de greisenização.

5.2.3 Enclaves e Diques Microgranítico.

Foram observados diversos enclaves microgranítico no Maciço Granítico Serra do Paratiú. Estes corpos apresentam-se com dimensões variáveis desde centimétricas até métricas.

Os enclaves centimétricos foram observados dispersos em praticamente em toda a extensão do Maciço e se constituem de agregados minerais, sub-arredondados, de 1 a 3 cm, ovóides, de tonalidade cinza escura a preta. A classificação petrográfica de dois destes agregados (GSP-073-3 e GSP-075-3) revelaram tratar-se de biotita-quartzo diorito.

Os enclaves de dimensões maiores, ou seja, decimétricos a métricos (Fotos 5.12 e 5.13) foram observados principalmente na borda sul do Maciço. Estudo petrográfico de amostras coletadas junto à estação GSP-003-3 revelaram que a composição destes enclaves é idêntica a da encaixante, diferenciando-se apenas na granulometria, que é bem mais fina, e na tonalidade, que é acinzentada escura, que contrasta com os tons mais claros do granito encaixante. Análises petrográficas das amostras GSP-003-3C e 3B, revelaram tratar-se



Fotomicrografia 5.10 – Biotita monzogranito porfirítico. Nesta fotomicrografia vê-se cristais subédricos intersticiais de fluorita (F) associados à biotita. (GSP-003A-3). Polarizadores paralelos.

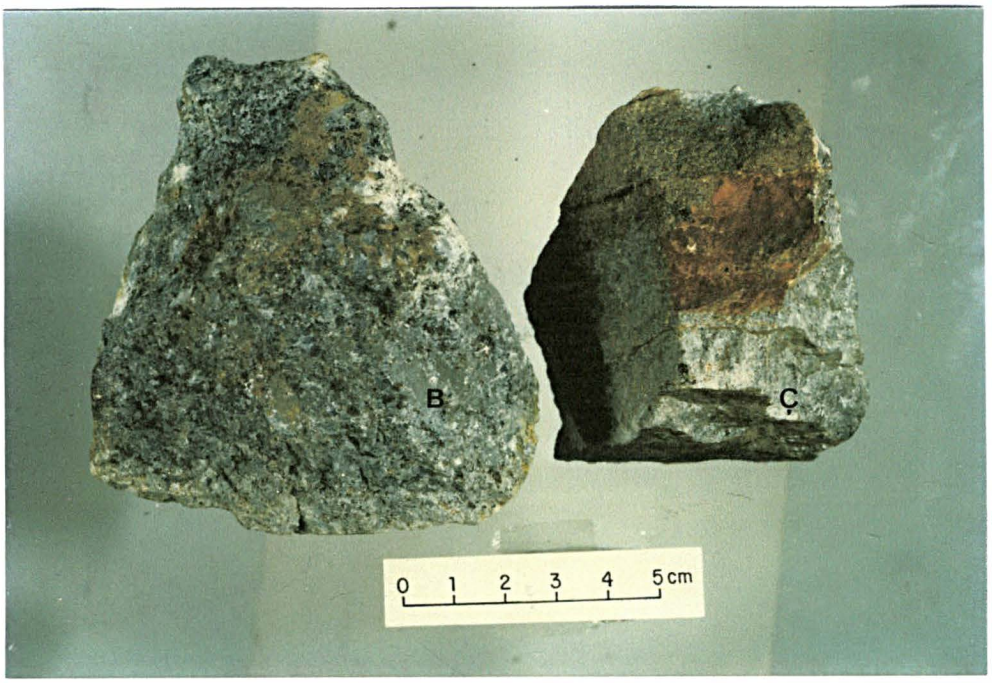
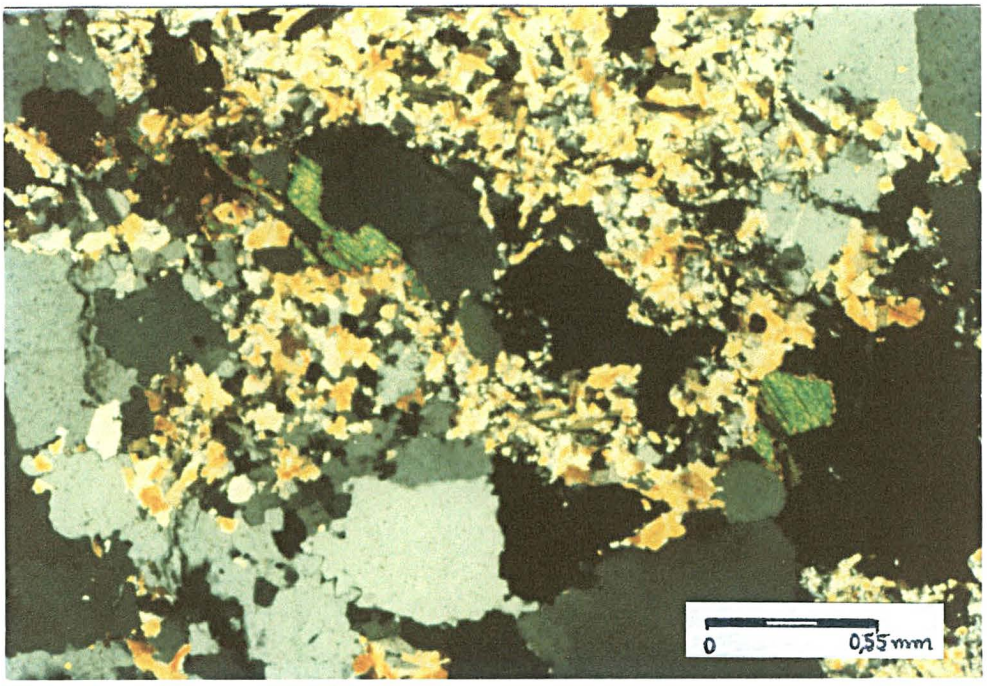
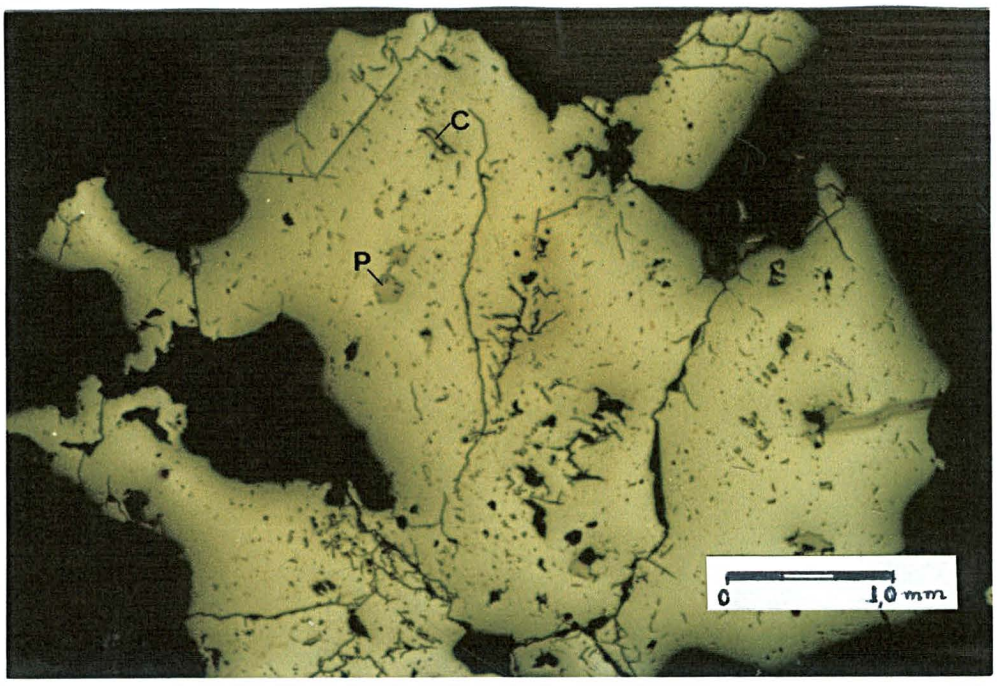


Foto 5.14 – Aspecto mesoscópico típico do sericita-quartzo *greisen*. Amostras coletadas junto à estação GSP-089-3, localizada na porção central do Maciço Granítico Serra do Paratiú, no leito do Ribeirão do Cedro. Nestas amostras ocorrem disseminações de sulfetos.



Fotomicrografia 5.11- Sericita-quartzo *greisen.* Aspecto da textura heterogranoblástica apresentado por esta rocha (GSP-089-3B). Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.12 – Cristal milimétrico de pirita bastante fraturado, com pequenas inclusões de pirrotita (P) e calcopirita (C). Sulfetos disseminados nas amostras de sericita-quartzo *greisen* (GSP-089-3C).

"encaixante" e enclave, de biotita monzogranito porfirítico, de granulação média (3C), e biotita monzogranito pórfiro, de granulação fina (3B), respectivamente. Provavelmente estes enclaves são porções da borda do Maciço Granítico, cujo resfriamento deu-se mais rapidamente, e que foram, em um segundo momento, englobados e parcialmente assimilados.

No âmbito do Maciço Serra do Paratiú foram também observados diques, comumente irregulares, de espessuras decimétricas, constituídos de biotita sienogranito pórfiro (GSP-010-3) e biotita monzogranito pórfiro (GSP-055-3, Foto 5.11). A amostra GSP-010-3 trata-se de uma rocha com textura porfirítica e matriz de granulação muito fina. Fenocristais milimétricos e tabulares de microclínio e oligoclásio, além de quartzo, com hábito bipiramidal, destacam-se na matriz fina, constituída pelos mesmos minerais e também biotita, zircão, apatita, opacos e turmalina. Sericita e epídoto ocorrem como produto da alteração parcial de plagioclásio.

5. 2. 4. Processos Tardi a Pós-Magmáticos que afetaram o Maciço Granítico Serra do Paratiú.

O estudo petrográfico microscópico de 30 amostras selecionadas de rocha granítica conduziu à identificação de vários processos tardi a pós-magmáticos:

a) feldspatização potássica precoce;
b) feldspatização sódica precoce;
c) greisenização;
d) hidrotermalismo de baixa temperatura.

Sugere-se que a relação temporal seja a que está proposta em Beus e Zalashkova (1964) e Shcherba (1970), ou seja: Fase 1 (feldspatização potássica precoce); Fase 2 (feldspatização sódica precoce); Fase 3 (greisenização) e Fase 4 (hidrotermalismo de baixa temperatura) (Figuras 5.2 e 5.3).

Com relação à maneira pela qual se deram estes eventos, poder-se-ia supor que a feldspatização potássica precoce tenha ocorrido penetrativamente, muito embora com baixa intensidade, já que em grande parte das amostras graníticas estudadas encontram-se feições indicativas da substituição de plagioclásio por microclínio. O mesmo pode-se concluir também com relação a feldspatização sódica precoce, expressada pelo aparecimento da albita, e que parece, quando mais intensa, ter alguma relação com processos de deformação rúptil e dúctil. Segundo Beus e Zalashkova (1964), geralmente não existem uniformidade na

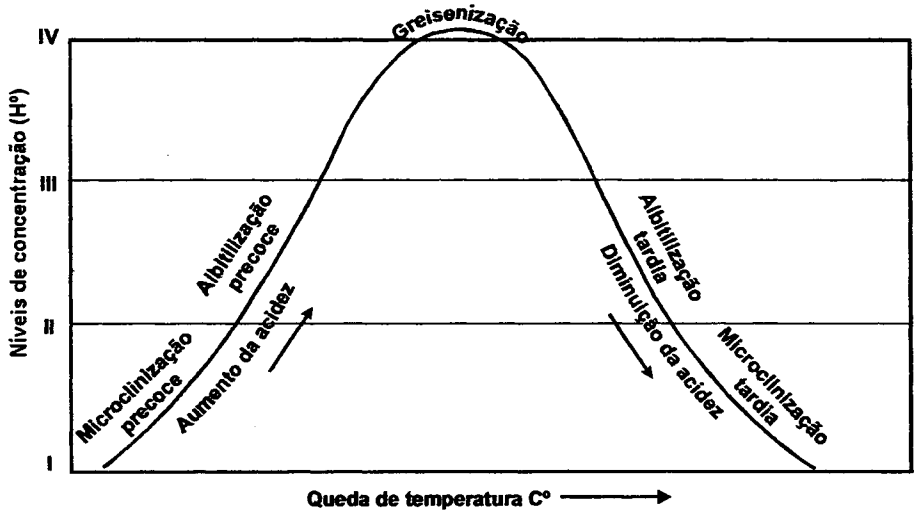


Figura 5.2 - Curva esquemática de alteração do regime de acidez-alcalinidade das soluções nos processos de metassomatismo pós-magmática de altas temperaturas durante a cristalização dos granitos (Beus e Zalashkova, 1964 *apud* Smirnov, 1982).

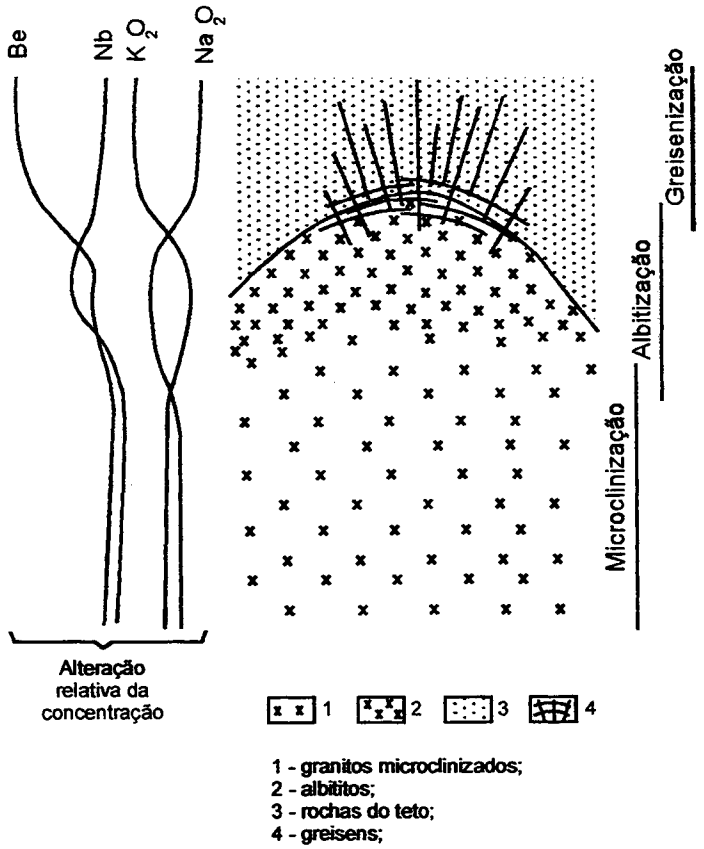


Figura 5.3 - Esquema de redistribuição de alguns elementos durante a transformação metasomática dos granitos (Beus e Zalashkova, 1964 *apud* Smirnov, 1982).

albitização, a qual muitas vezes está associada a falhamentos.

A greisenização, no entanto, encontra-se bastante localizada, restringindo-se a uma área com cerca de 1.000 m², na região central do Maciço (GSP-089-3), e, talvez, possivelmente, na borda sul com importante participação de quartzo e, subordinadamente, albita. A greisenização é controlada por fraturas de origens diversas, ocorrendo em zonas de efeito metassomático. O estágio da greisenização pode ser dividido em duas fases, pelas suas feições geoquímicas, sendo a primeira marcada pela formação de quartzo e mica subordinada, como assinala Beus e Zalashkova (*op. cit.*).

É possível que na borda sul do Granito Serra do Paratiú tenha ocorrido o primeiro estágio de greisenização superimposto a albitização e associado a falhamentos, além de importante processo dúctil. A ausência de concentração de elementos raros (Nb, Sn, W, etc.) poderia ser explicada pelo fato desses elementos se concentrarem preferencialmente na fase final da greisenização, caracterizada por uma acumulação preferencial de micas (Beus e Zalashkova, *op. cit.*).

Não foi possível identificar feições relacionadas aos processos de feldspatização sódica e potássica tardias, embora eles possam ter ocorrido.

O hidrotermalismo de baixa temperatura afetou o Maciço de forma penetrativa, embora seja mais intenso próximo às fraturas.

As características observadas permitem supor que a greisenização tenha sido um processo bastante restrito no Maciço, e de baixa intensidade.

A presença de rochas graníticas, em superfície, afetadas pelo processo de microclinização precoce, permite supor também que as porções apicais do Maciço, que são regiões preferenciais para a acumulação de fluidos portadores de metais raros, já foram erodidas. Beus e Zalashkova (*op. cit.*) sugerem uma profundidade (até a crista do granito) de 150 a 180 m para as regiões mais afetadas pela albitização tardia. Portanto, no Maciço Granítico Serra do Paratiú, a ausência desta zona estaria indicando que o nível de erosão estaria avançado.

Para concluir vale destacar que os processos metassomáticos acima caracterizados foram identificados basicamente através dos estudos petrográficos, já que em campo evidências destes processos são relativamente difíceis de serem encontradas. Elas são mais evidentes ao longo das zonas de falhas, nunca se estendendo à rocha compacta além de alguns metros, exceto na área do ponto GSP-089-3, supramencionado.

5. 2. 5. Petroquímica.

Análises químicas de amostras de rochas graníticas do Maciço Granítico Serra do Paratiú revelaram semelhanças muito grandes entre si (Quadro 5.4), o que, aliás, era esperado devido à homogeneidade petrográfica verificada ao longo de todo o Maciço.

Os resultados em porcentagens de óxidos dos elementos maiores (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, MnO, NaO_2, K_2O, P_2O_5) das amostras do Granito Serra do Paratiú foram utilizados para o cálculo, com auxilio de computador, da composição normativa das rochas, sendo obtidas a norma CIPW e os valores de Niggli, que consubstanciam as Tabelas 5.1 e 5.2, respectivamente.

A homogeneidade química do Granito pode ser atestada também pelos diagramas de Harker (1909) (Figura 5.4).

O Granito Serra do Paratiú é caracterizado como do tipo *subsolvus*. O termo *subsolvus* foi criado por Tuttle e Bowen (1958), para caracterizar os granitos que apresentam simultaneamente feldspato potássico e plagioclásio; enquanto que o termo *hipersolvus* para indicar granitos, sienitos e nefelina-sienitos que se caracterizam pela ausência de plagioclásio, exceto como um componente da pertita.

No diagrama triangular AFM [(Na+K) - Fe - Mg], este Granito coloca-se nos termos finais da série cálcio-alcalina (Bonin, 1982), conforme pode ser visto na Figura 5.5.

Hughes, 1972 *apud* Barker, 1985, estudando os efeitos químicos produzidos pela albitização no Granito Bastfallshöjden (Suécia), propôs a utilização de alguns diagramas discriminantes entre o granito inalterado e o granito albitizado. Entre os quais o diagrama K_2O+Na_2O versus K_2O/Na_2O+K_2O x 100. Plotando-se várias amostras do Granito Serra do Paratiú neste diagrama praticamente todas se posicionam no campo dos granitos inalterados (Figura 5.6).

No gráfico de saturação de alumina (Shand, 1947) o Granito Serra do Paratiú posiciona-se no limiar dos granitos metaluminosos e peraluminosos (Figura 5.7). Das seis amostras selecionadas deste granito com determinações geoquímicas, lançadas no diagrama, três se revelaram metaluminosas, e as outras três amostras se revelaram peraluminosas. Enquanto que a amostra representada pelo valor médio destes óxidos, das seis amostras analisadas, revelou-se fracamente peraluminosa.

Amostras de rocha	GSP-003A-3	GSP-079-3	GSP-090-3	GSP-093-3	GSP-094-3	GSP-100-3
Óxidos (%)						
SiO_2	72,8	72,6	74,4	72,3	76	73,8
Al_2O_3	13,1	13,2	13	13,4	12,2	12,9
Fe_2O_3	0,15	0,88	0,29	0,98	0,46	0,49
FeO	2,65	2	1,45	2	1,3	1,9
MgO	0,36	0,3	0,2	0,43	0,17	0,33
CaO	1,3	1,1	0,83	1	0,56	0,99
Na_2O	3,2	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3
K_2O	5,3	5,7	5,7	5,6	5,1	5,3
TiO_2	0,37	0,4	0,11	0,38	0,19	0,31
P_2O_5	0,06	0,07	<0,05	0,09	<0,05	0,07
MnO	0,06	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06
Elementos traços (ppm)						
Be	7	6	8	9	10	13
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	32	54	26	40	30	40
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sr	82	57	26	98	15	57
V	14	22	60	52	27	40
Y	150	150	260	130	210	190
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	730	540	350	800	240	520
Rb	320	320	410	310	420	380
Ta	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	450	330	230	520	280	290
W	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Pb	14	20	14	10	7	15
Zn	70	62	41	70	36	57
Cu	4	3	3	5	5	3
Li	74	74	116	77	104	107
Terra Raras (ppm)						
Ce	98	103,3	123,3	76,7	87,9	78,5
Sm	10	9,9	15,7	7,3	11,2	9
Yb	3,3	3,9	7,9	3,8	5,5	3,7
La	43,9	52,7	57,4	40,8	39,4	36,6
Nd	45,8	49	64,1	35,6	45,6	38,6
Eu	1,1	1,1	1,1	1	0,75	0,94
Cd	8,2	8,1	14	6,1	10	7,4
Dy	7,1	7,3	14,1	5,8	10,1	6,9
Er	3,8	4,2	8,2	3,7	5,9	4
Lu	0,45	0,55	1	0,54	0,72	0,48
Ho	1,3	1,3	2,6	1,1	1,8	1,2

Quadro 5.4 – Resultados das determinações químicas obtidas em amostras de rocha do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

MINERAIS / AMOSTRAS	Q	Or	Ab	An	Hy	Wo	En	Fs	Ap	Il	C	Mt	Zr
GSP-003A-3	27.27	31.93	29.30	5.84	4.66	0.13	1.01	3.65	0.13	0.53	-	0.16	0.04
GSP-079-3	29.49	34.36	28.40	5.10	2.89	-	0.85	2.05	0.15	0.57	0.11	0.94	0.03
GSP-090-3	30.76	34.31	29.27	3.86	2.55	-	0.56	1.99	0.11	0.16	0.20	0.31	0.02
GSP-093-3	28.78	33.70	29.26	4.45	3.24	-	1.21	2.03	0.19	0.54	0.52	1.04	0.05
GSP-094-3	34.38	30.80	29.38	2.51	2.00	-	0.48	1.52	0.11	0.27	0.58	0.49	0.03
GSP-100-3	30.74	31.81	30.17	4.54	3.23	-	0.93	2.31	0.15	0.44	0.11	0.52	0.03

Tabela 5.1 – Norma CIPW das rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

MINERAIS / AMOSTRAS	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	qz
GSP-003A-3	393.23	1.50	41.70	15.75	7.52	35.O2	0.52	0.18	153.14
GSP-079-3	394.04	1.63	42.22	15.33	6.40	36.05	0.55	0.16	149.35
GSP-090-3	436.30	0.48	44.93	10.34	5.21	39.52	0.54	0.17	178.23
GSP-093-3	385.52	1.52	42.11	16.58	5.71	35.59	0.53	0.21	143.15
GSP-094-3	478.99	0.90	45.31	10.84	3.78	40.06	0.51	0.15	218.75
GSP-100-3	415..91	1.31	42.84	14.09	5.98	37.08	0.51	0.20	167.56

Tabela 5.2 – Valores de Niggli para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

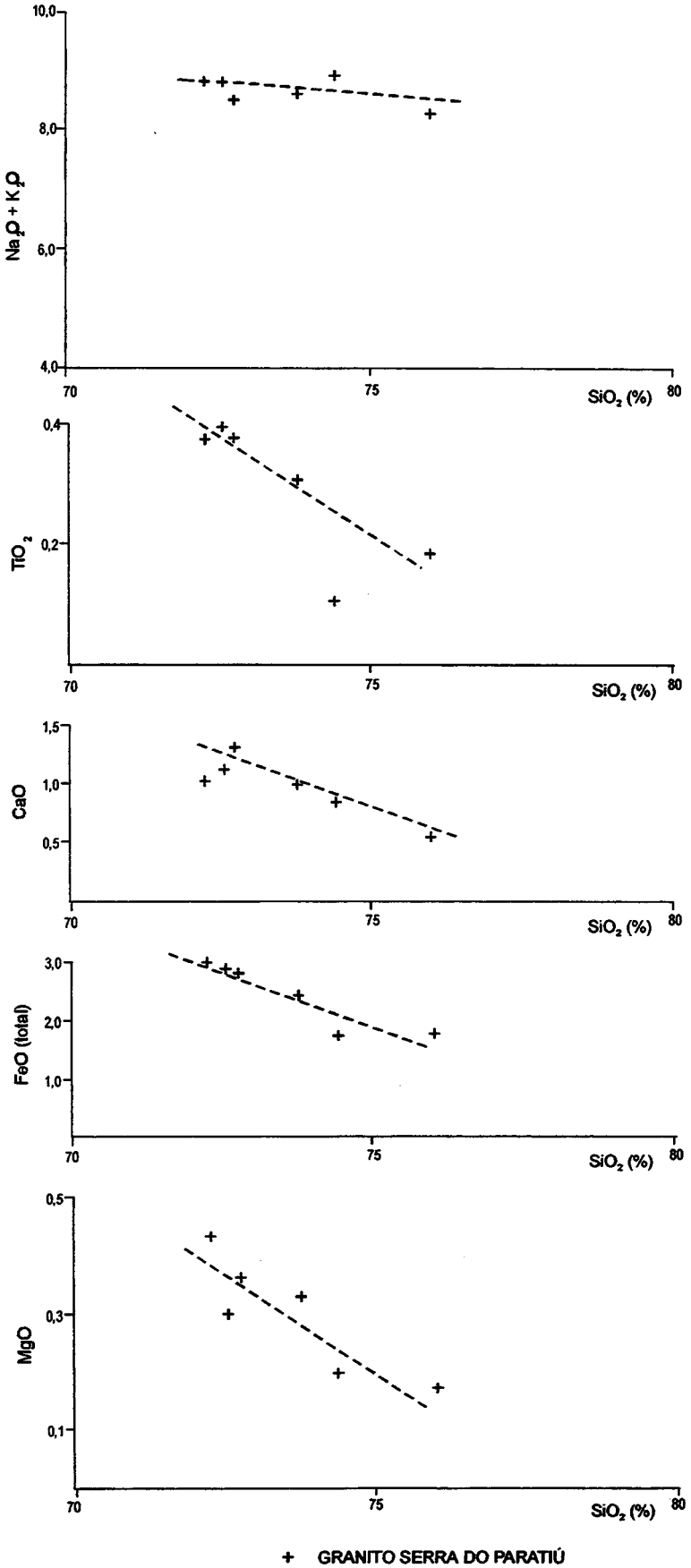


Figura 5.4 - Diagrama de Harker (1909) para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

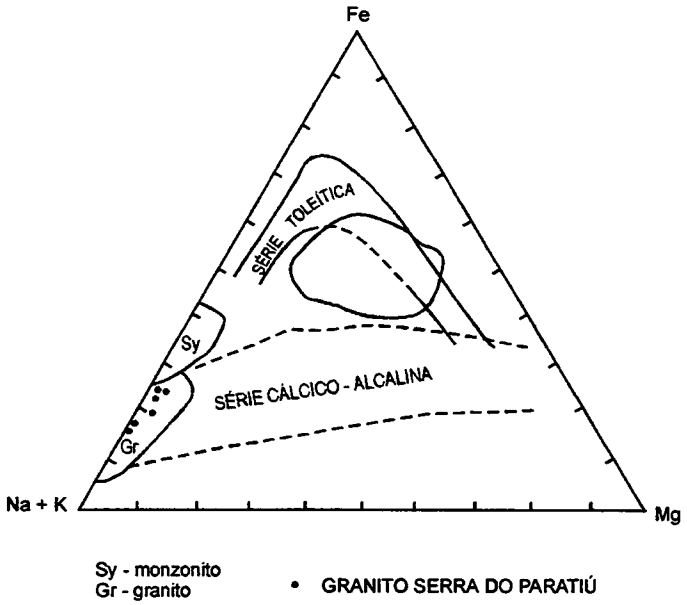


Figura 5.5 - Diagrama triangular AFM para as rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (Bonin, 1982).

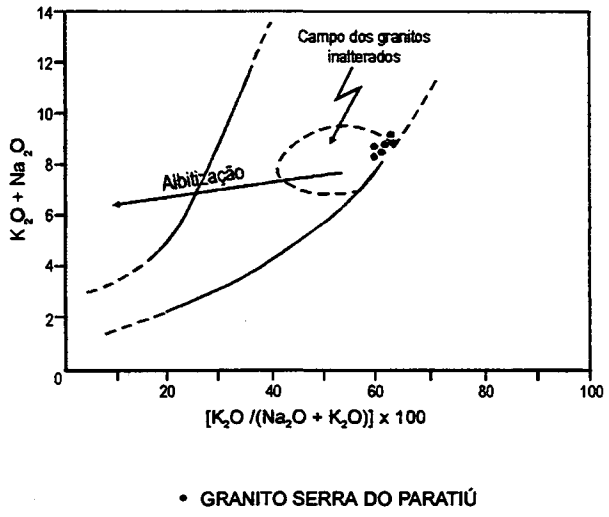


Figura 5.6 - Efeitos de alteração exibidos no "espectro ígneo" de Hughes (1972) *apud* Baker (1985) onde as rochas ígneas inalteradas definem uma área restrita.

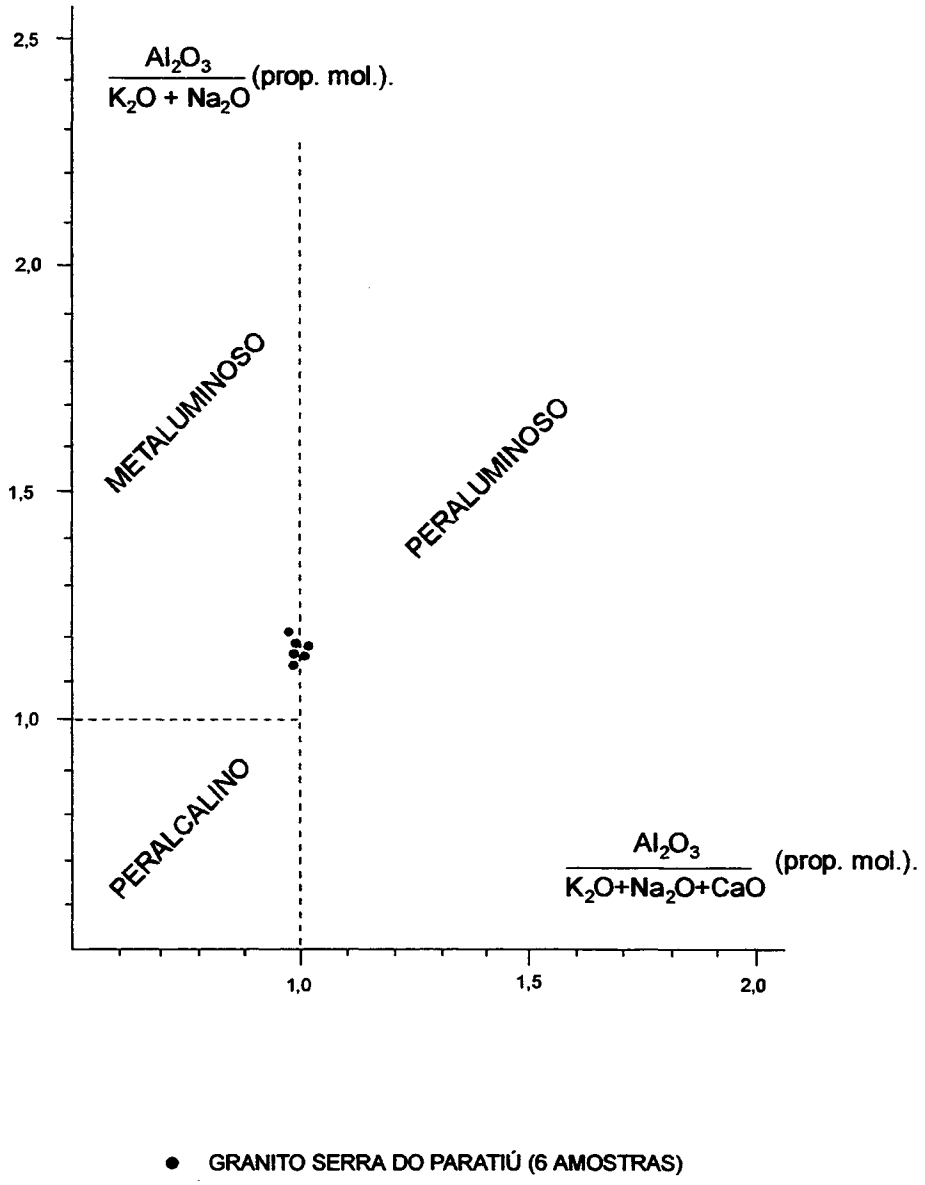


Figura 5.7 - Diagrama de classificação de rochas segundo as proporções da Al_2O_3, CaO, K_2O e Na_2O (Shand, 1947).

Batchelor e Bowden (1985) na interpretação petrogenética de séries de granitóides, propuseram a utilização dos valores catiônicos-moleculares de De La Roche *et al.*(1980) na proposição de diagrama discriminante de sete campos tectônicos, segundo um *trend* de evolução compatível de um evento completo de colisão de placas, ou seja, um ciclo de Wilson. Com base nesta proposição as rochas do Granito Serra do Paratiú analisadas situam-se nos campos dos granitos sin-colisionais ou de fusão crustal (campo F) e/ou tardi orogênico (campo B) (Figura 5.8).

Utilizando-se da razão ternária Rb-Ba-Sr proposta por Turekian e Wedepohl, (1968) *apud* El Bouseily e El Sokkary (1975), o Maciço Granítico Serra do Paratiú é caracterizado como um granito normal à fortemente diferenciado (Figura 5.9).

Pearce *et al.* (1984) sugeriram a utilização de elementos traços, particularmente Rb, Y, Nb para a discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas. Os teores destes elementos no Granito Serra do Paratiú o colocam como granito intraplacas (Figura 5.10).

O diagrama apresentado na Figura 5.11 foi extraído de White e Chappell (1983). Foi elaborado a partir de resultados analíticos das razões Na_2O/K_2O de granitos dos tipos I, S e A procedentes de *Lachlan Fold Belt* (Austrália). Ao lançar as amostras do Granito Serra do Paratiú neste diagrama todas se situam no campo dos granitos tipos A e I, por apresentarem altos conteúdos, tanto em Na_2O, como em K_2O.

Nos diagramas elaborados com base em Whalen *et al.*(1987) todas as amostras do Granito Serra do Paratiú se posicionam no campo dos granitos tipo A (Figura 5.12).

A Tabela 5.3 exibe uma comparação entre médias de análises químicas de granitos dos tipos I, S e A (White e Chappell, 1983), observando-se uma grande semelhança química do Granito Serra do Paratiú com os granitos tipo A, os quais apresentam altos teores em SiO_2, Na_2O+K_2O, Fe/Mg, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y e TR (exceto Eu) e baixos teores em CaO, Ba e Sr (Collins *et al.*, 1982; White e Chappel, 1983; Loiselle e Wones, 1979 *apud* Whalen *et.al.* 1987). No Granito Serra do Paratiú observa-se um enriquecimento acentuado nos cátions de alta valência, exceto Zr, cujo enriquecimento é pouco acentuado, o que está de acordo com as constatações feitas por Collins *et al.* (1980) a respeito dos granitos tipo A (Figura 5.13).

Segundo Whalen *et al.* (1987), existem granitos, como *Ackley* e *Sandy Cape*, que não são do tipo A, embora sua composição química mostre uma forte convergência nesta direção. No caso do Granito *Ackley*, a fácies mais evoluída constitue menos que 30% da área aflorante de um pluton félsico composto. A outra fácies é constituida por biotita granitos, com megacristais de K-feldspato, os quais claramente não são do tipo A. Evidências de campo e

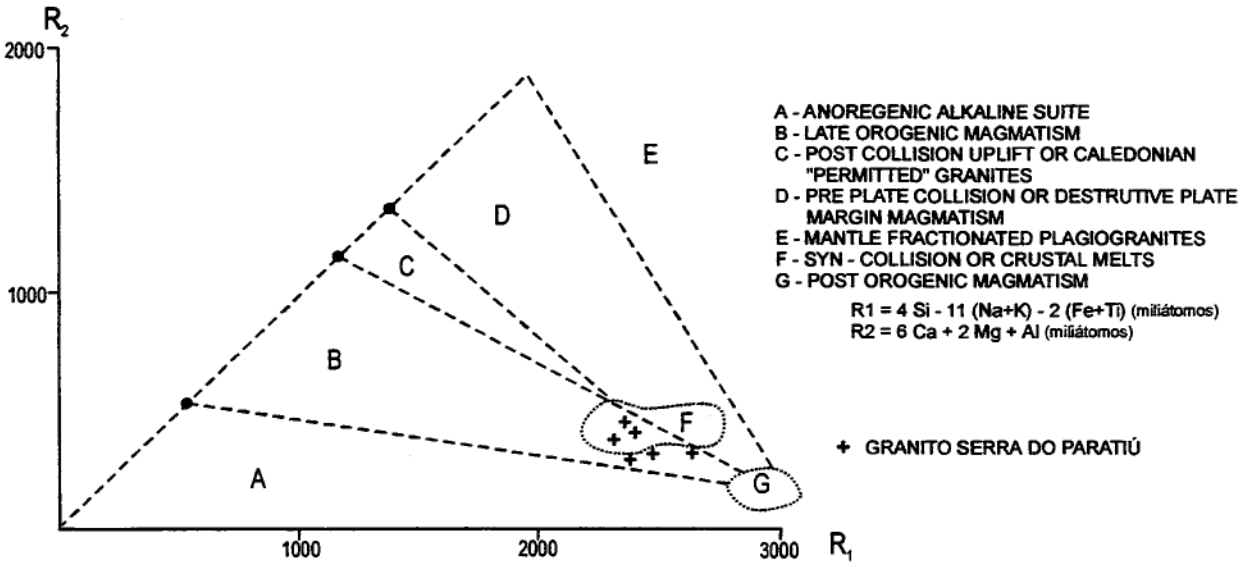


Figura 5.8 - Diagrama das principais associações de granitóides (Batchelor e Bowden, 1985) usando o esquema multicatiônico de De La Roche *et al.* (1980), distinguindo as associações de granitóides de Pitcher (1982) para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

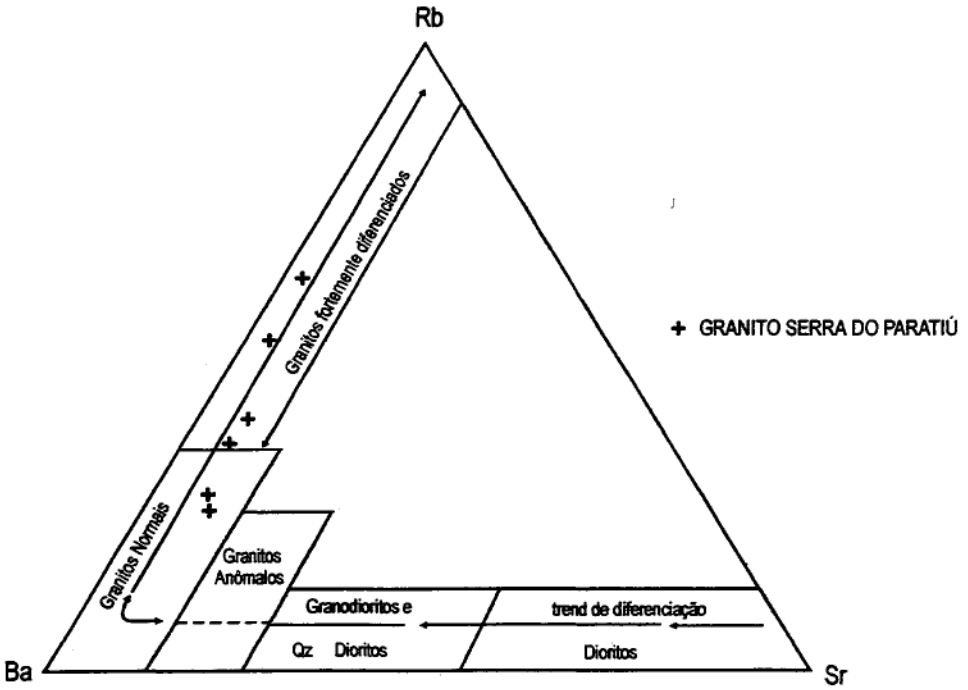
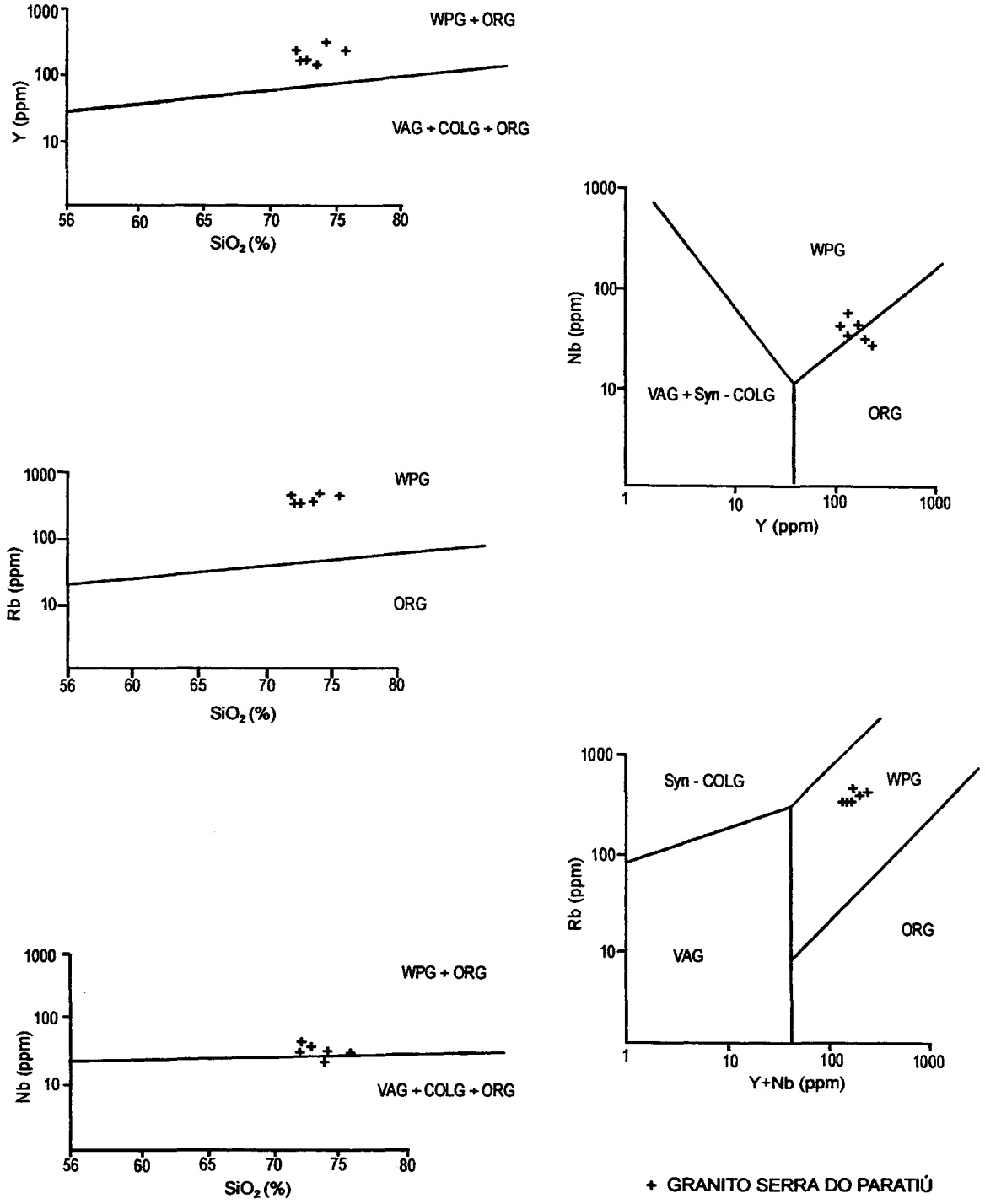


Figura 5.9 - Diagrama Rb - Ba - Sr segundo Turekian e Wedepohl (1961) *apud* El Bouseily e El Sokkary (1975) para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.



ORG - OCEAN RIDGE GRANITES (GRANITOS DE CADEIAS OCEÂNICAS)
VAG - VOLCANIC ARC GRANITES (GRANITOS DE ARCOS VULCÂNICOS)
WPG - WITHIN PLATE GRANITES (GRANITOS INTRA-PLACAS)
COLG - COLLISION GRANITES (GRANITOS DE COLISÃO)

Figura 5.10 - Diagrama SiO_2 versus Y, Rb, Nb; Y versus Nb e Y+Nb versus Rb para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (Pearce *et al.*, 1984).

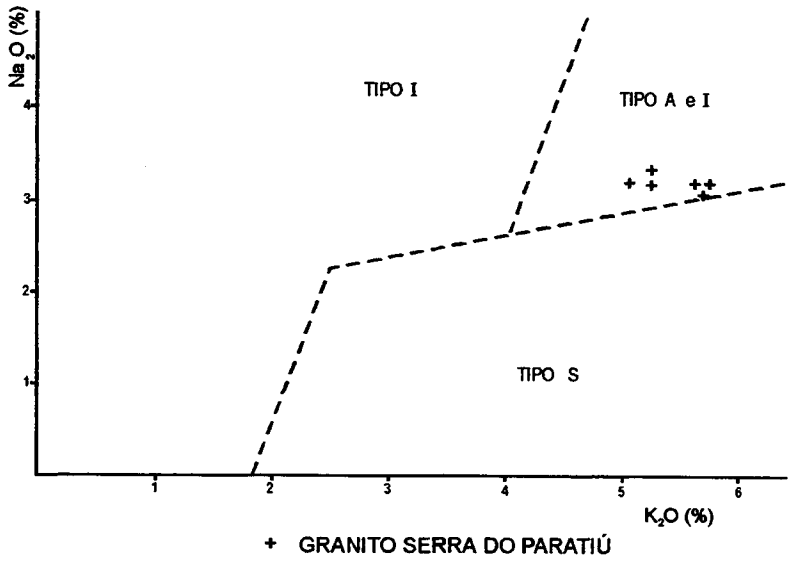


Figura 5.11 - Diagrama K_2O versus Na_2O para granitos de Lachlan Fold Belt, discriminando campos de predominância dos granitos tipo I, S, A e I (White e Chappell, 1983).

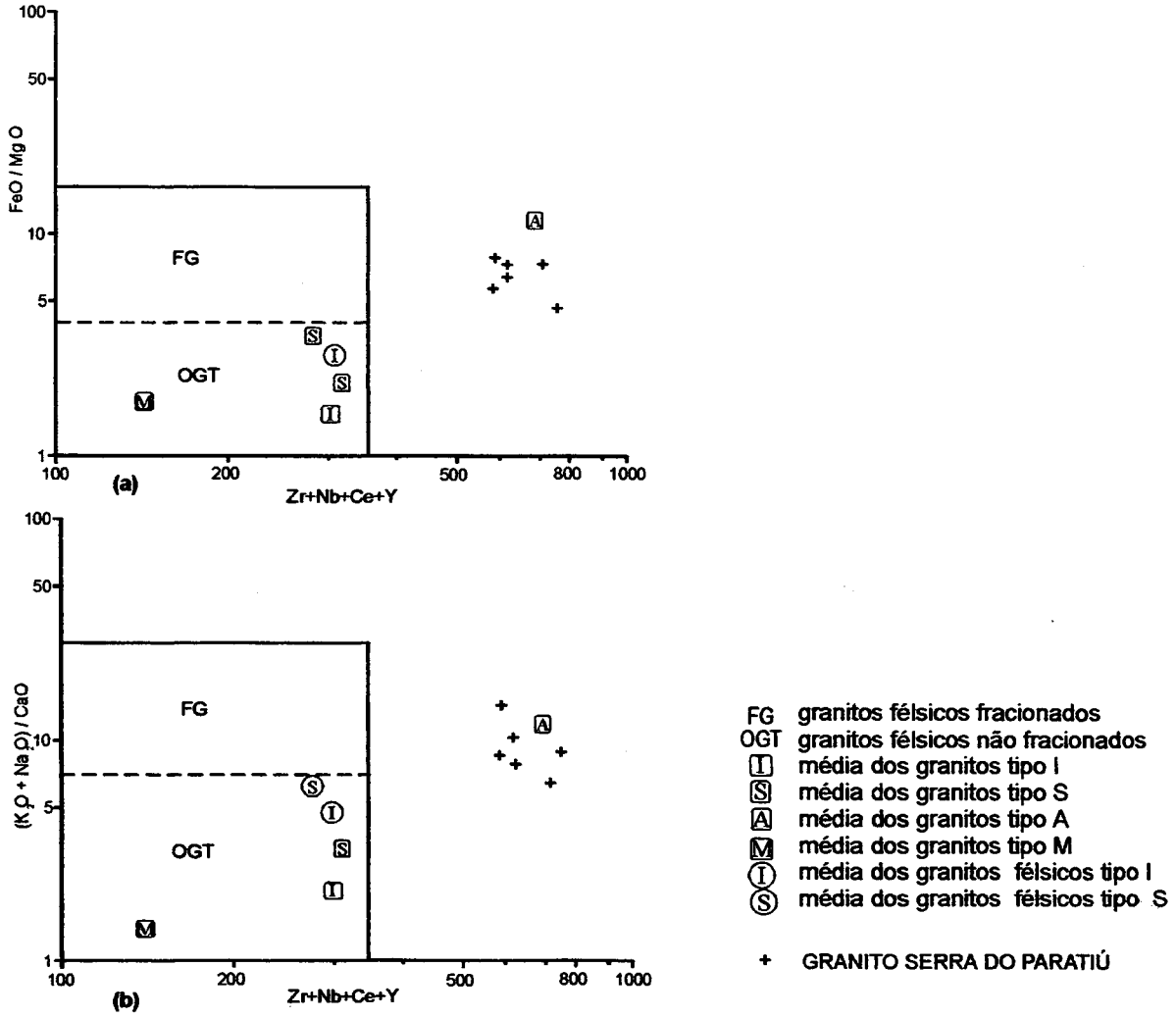


Figura 5.12 - Diagrama Zr+Nb+Ce+Y versus FeO/MgO (a) e $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (b), discriminando campos para granitos félsicos fracionados (FG) e não fracionados (OGT), plotando também médias de granitos tipos A, S e I. (Whalen *et al.*, 1987).

	TIPO-I	TIPO-S	TIPO-A	GSP
Nº de AMOSTRAS →	532	316	31	6
ÓXIDOS (%)				
SiO_2	67.98	69.08	73.60	73.65
TiO_2	0.45	0.55	0.33	0.29
Al_2O_3	14.49	14.30	12.69	12.97
Fe_2O_3	1.27	0.73	0.99	0.54
FeO	2.57	3.23	1.72	1.88
MnO	0.08	0.06	0.06	0.05
MgO	1.75	1.82	0.33	0.30
CaO	3.78	2.49	1.09	0.96
Na_2O	2.95	2.20	3.34	3.20
K_2O	3.05	3.63	4.51	5.45
P_2O_5	0.11	0.13	0.09	0.07
ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)				
Sc	15	14	14	NA
V	74	72	10	36
Cr	27	46	3	NA
Co	12	13	4	NA
Ni	9	17	2	NA
Cu	11	12	6	4.0
Zn	52	64	102	56
Ga	16	17	21	NA
Rb	132	180	199	360
Sr	253	139	105	56
Y	27	32	76	182
Ba	520	480	605	411
Zr	143	170	342	350
Nb	9	11	22	37
La	29	31	55	45.1
Ce	63	69	134	94.6
Nd	23	25	56	46.5
Pb	16	27	29	13
Th	16	19	23	NA
U	3	3	5	NA

Obs.: NA – não analisado.

Tabela 5.3 – Comparação entre as médias de análises químicas de granitos dos tipos I, S e A procedentes de Lachlan Fold Belt (White e Chappell, 1983) com a do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP).

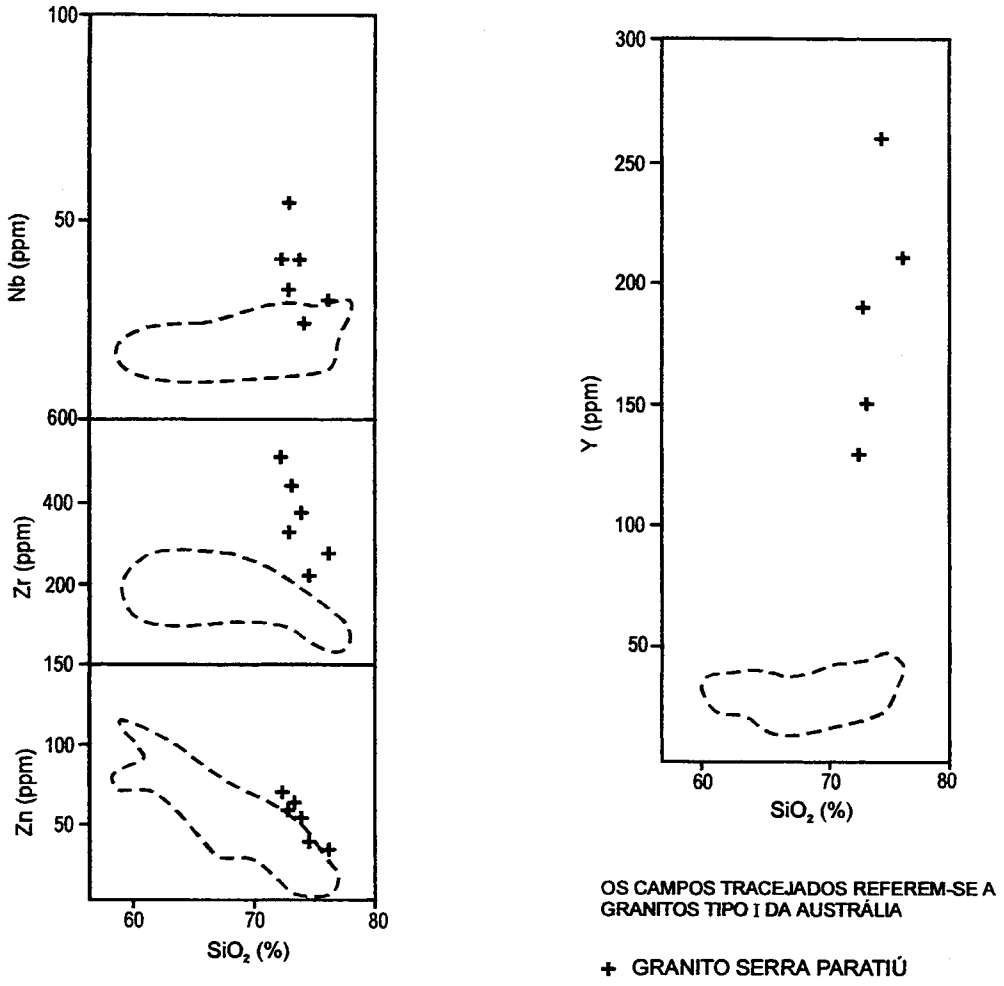


Figura 5.13 - Diagrama de SiO_2 versus Zn, Zr, Nb e Y mostrando os altos valores de cátions de alta valência, característicos de granitos do Tipo A (Collins *et al.*, 1982) para rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

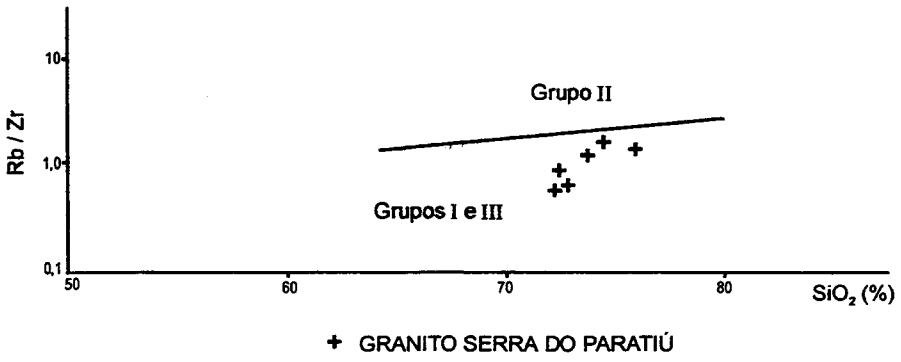


Figura 5.14 - Diagrama SiO_2 versus Rb/Zr para rochas dos grupos I, II, III (Harris *et al.*, 1986).

geoquímicas sugerem que a fácies mais evoluída pode ter sido formada por cristalização fracionada, próximo ao topo deste pluton "tipo I" (Whalen, 1983 *apud* Whalen *et al.*, 1987). Segundo estes autores, há um problema com a classificação de granitos félsicos não peralcalinos, pois eles podem representar granitos dos tipos S e I, altamente fracionados.

Granitos tipo A exibem freqüentemente mineralizações de Sn, Mo, Bi, Nb, W, Ta e F (Collins *et al.* 1982; Pitcher, 1983).

A Tabela 5.4 apresenta teores médios de alguns elementos traços em granitos normais (obtidos da literatura), bem como os teores mínimos e máximos e as médias destes mesmos elementos no Granito Serra do Paratiú, onde observa-se um enriquecimento em Li, Be, V, Zn, Rb, Zr e Nb, e um empobrecimento em Cu, Sr, Ba e Pb.

ELEMENTOS	Li	Be	V	Cu	Zn	Rb	Sr	Nb	Zr	Ba	Pb
GSP - MÍNIMO	74	6	130	3	36	310	15	26	290	240	7
GSP - MÁXIMO	116	13	260	5	70	420	98	54	520	800	20
GSP - MÉDIA	92	9	181	4	56	360	55	37	35	530	13
MÉDIA DOS GRANITOS*	4	3	41	12	51	276	100	20	175	840	18

Tabela 5.4 – Teores de elementos traços (ppm), em granitos normais, segundo vários autores*, e no Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP). * Teores extraídos de Rose *et al.* (1979).

Os teores litoquímicos médios dos elementos traços Li (92 ppm) e Be (9 ppm) mostram se tratar de um granito com especialização geoquímica para estes elementos. Os teores litoquímicos médios de Cu (4 ppm), Zn (56 ppm) e Pb (13 ppm) não indicam especialização para metais base.

Harris *et al.* (1986), estudando rochas provenientes de várias zonas de colisão continente-continente, de idade Fanerozóica, propuseram uma subdivisão em quatro grupos de intrusões, cada qual associada a um estágio particular da evolução tectônica de uma zona de colisão e com características geoquímicas que as distinguem umas das outras. Assim, o grupo I é formado por intrusões pré-colisionais cálcio-alcalinas (em arco vulcânico); o grupo II é formado por intrusões peraluminosas sin-colisionais; o grupo III, por intrusões cálcio-alcalinas tardi a pós-colisionais; e o grupo IV, por intrusões alcalinas pós-colisionais.

As amostras do Granito Serra do Paratiú analisadas exibem baixa razão Rb/Zr, o que é característico das intrusões dos grupos I e III (Figura 5.14). No entanto, a possibilidade do Granito Serra do Paratiú ser pré-colisional fica totalmente descartada, pela ausência de

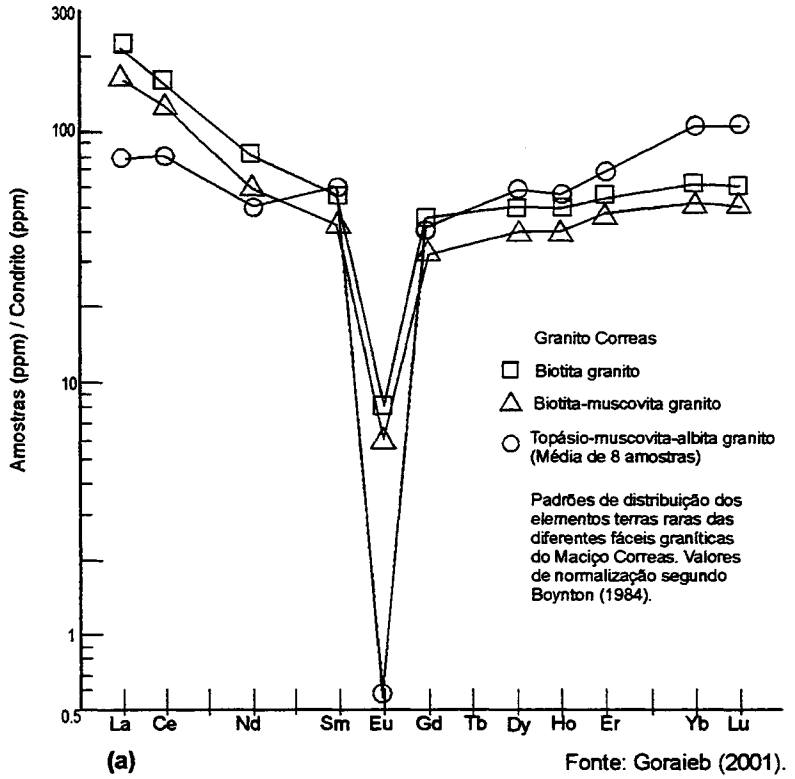
foliação (apresenta estrutura isótropa) e pela presença, ainda que restrita, de metamorfismo de contato nas encaixantes, por conseguinte o Maciço Granítico Serra do Paratiú por suas características estruturais e distribuição textural pertenceria ao grupo III, granitos tardi a pós-colisionais de Harris *et al.* (1986).

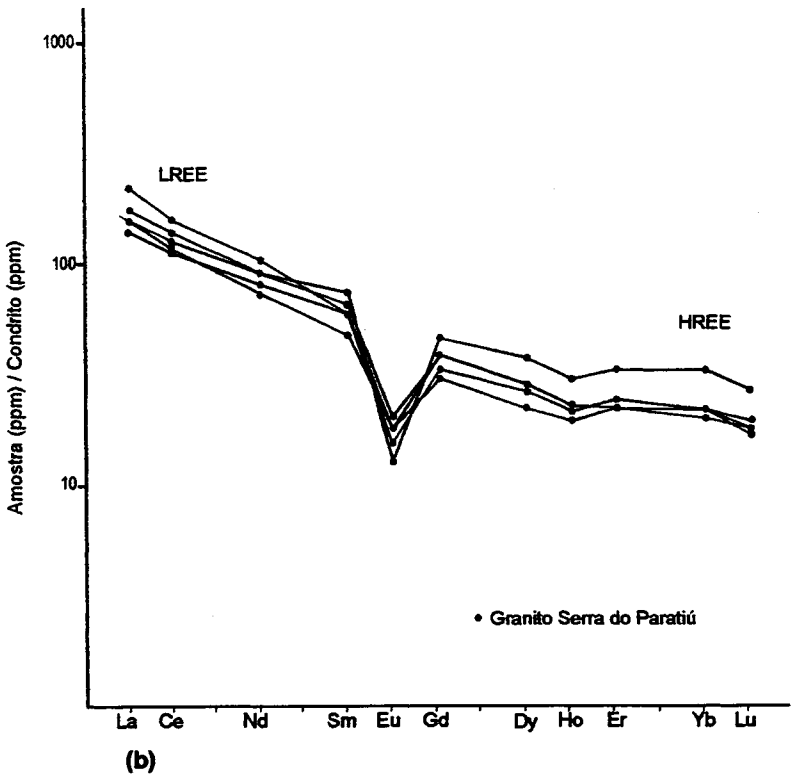
Nas Figuras 5.15 a e 5.15 b são apresentadas às curvas das terras raras normalizadas a condrito de amostras do Granito Correas (Goraieb, 2001) e do Granito Serra do Paratiú, respectivamente. No Granito Correas (Figura 5.15 a) observa-se uma alta depleção do európio e um enriquecimento de terras raras pesadas, resultando, praticamente, num equilíbrio com as terras raras leves, formando uma figura semelhante a uma "asa de gaivota". No Granito Serra do Paratiú (Figura 5.15 b) observa-se tal comportamento, mas o padrão é menos diferenciado que no Granito Correas, apresentando uma moderada depleção de Európio e um ligeiro enriquecimento de terras raras pesadas.

Keqin *et al.* (1984), estudando a petrogênese de granitóides e suas relações metalogenéticas no sul da China, descreveu três séries granitóides, cada uma com um padrão de distribuição de terras raras e respectivas especializações metálicas. Assim, descreveu a série Mantélica, derivada de zonas de subducção crosta oceânica/crosta oceânica; série Sintexia, derivada de zonas de subducção crosta oceânica/crosta continental; e a série Transformação, derivada de zonas de tectonismo intracontinental ou colisional intracontinental. Os granitos da série Transformação apresentando vocação para mineralizações em greisens e os de derivação mantélica para jazimento tipo pórfiro.

A série Transformação abriga o padrão apresentado pelos Granitos Correas e Serra do Paratiú (Figura 5.16). A diferença verificada para esses granitos reside no grau de diferenciação. O primeiro é característico de fases magmáticas tardias (ou anorogênicas) e que atingiram alto grau de diferenciação (granito diferenciado), daí a alta depleção do Eu e o enriquecimento em terras raras pesadas, por conseqüente associação de mineralizações de Sn, W, Be, Nb, Ta, F, Li, enquanto, ao segundo, com mesma vocação metálica, representam fases menos diferenciadas (granito pouco diferenciado) e são pobremente mineralizados, quando o são.

Juniper e Kleeman (1979), estudando granitos mineralizados em Sn de *New South Wales*, no Reino Unido, concluíram que granitos mineralizados a Sn podem ser geoquimicamente caracterizados através de seus elementos maiores. Nos diagramas elaborados por estes autores (Figura 5.17), as amostras do Granito Serra do Paratiú posicionam-se próximas ou dentro do campo dos granitos mineralizados a Sn nos diagramas





LREE - Elementos de Terras Raras Leves (Light Rare Earths Elements)
HREE - Elementos de Terras Raras Pesados (Heavy Rare Earths Elements)

Figura 5.15 - Diagrama de terras raras normalizadas a condritos para o Granito Correas (a) e Granito Serra do Paratiú (b) (Boynton, 1984).

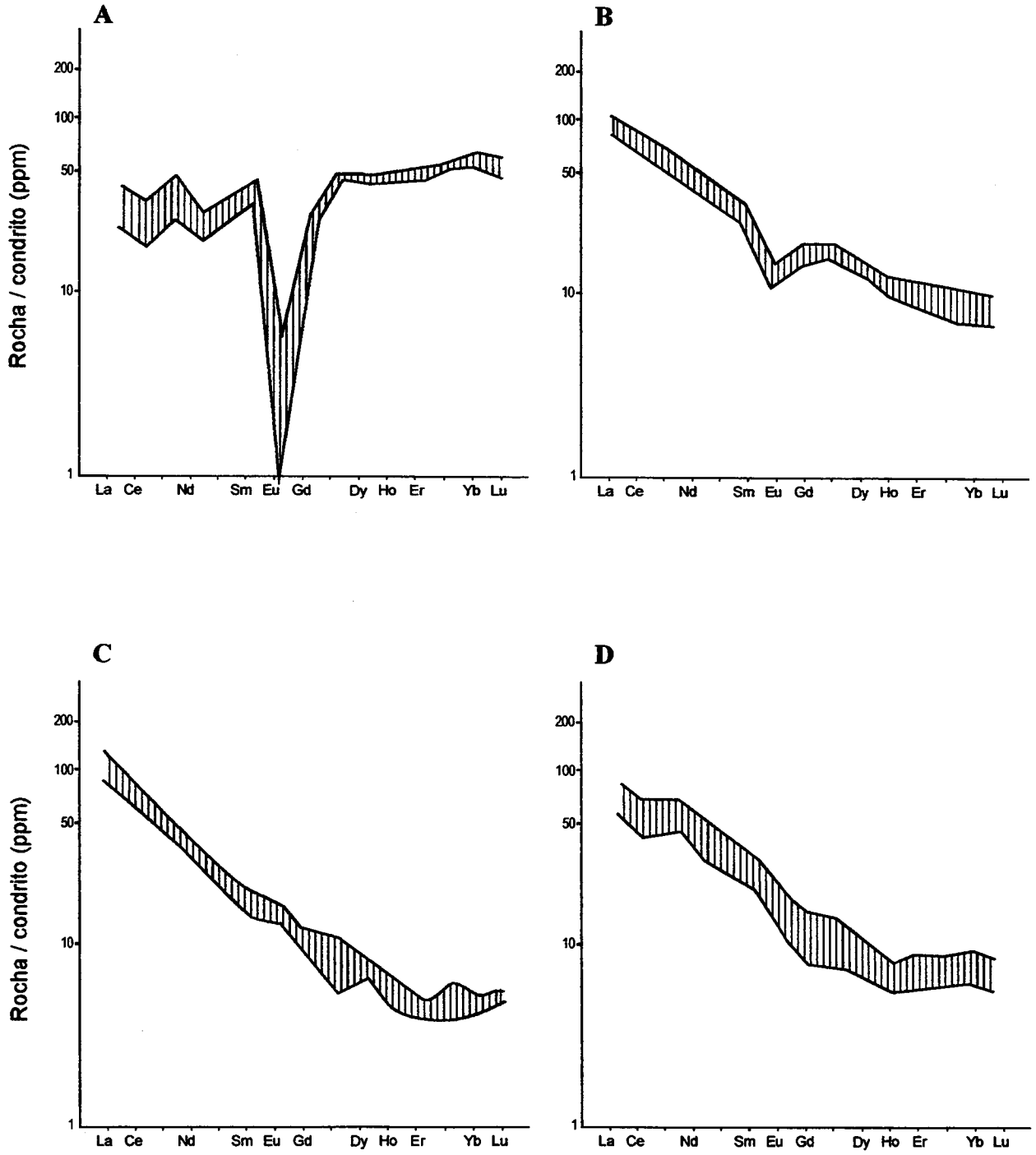


Figura 5.16 - Espectros dos padrões de ETR no diagrama de normalização a condritos, apresentados por Keqin *et al.* (1984) para granitóides das séries Transformação (A-B), Sintexia (C) e Derivação Mantélica (D).

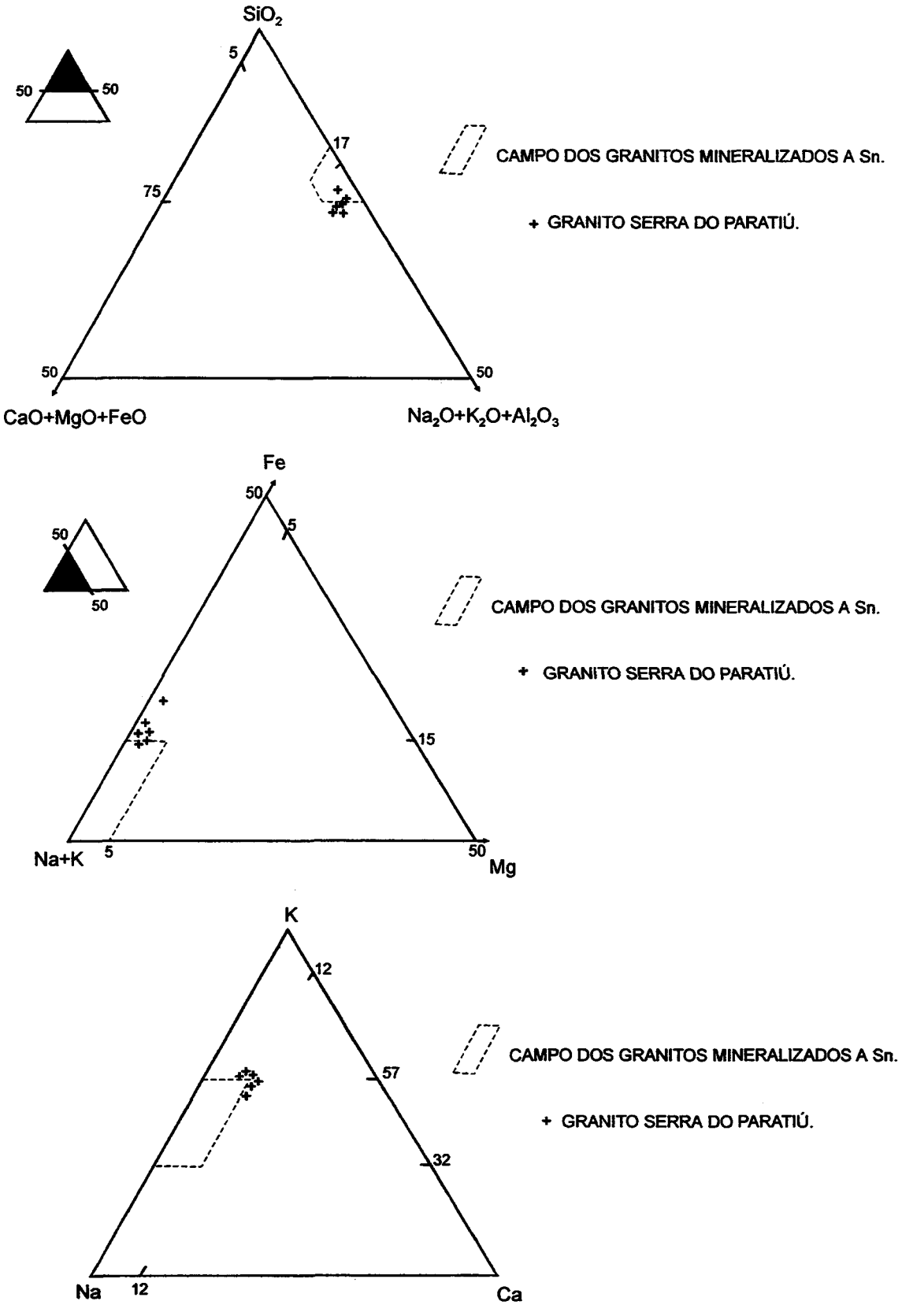


Figura 5.17 - Diagramas ternários discriminando campos de granitos mineralizados a Sn segundo Juniper e Kleeman (1979) e amostras do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

SiO_2 - CaO+MgO+FeO - $Na_2O+K_2O+Al_2O_3$ e Fe – Na+K – Mg; enquanto que diagrama K – Na – Ca as amostras, apesar de próximas, todas se posicionam fora do campo dos granitos mineralizados a Sn.

Comparando-se os resultados das análises químicas do Granito Serra do Paratiú com a média de granitos especializados, precursores e normais, de Tischendorf (1977), observa-se que o granito em apreço apresenta características geoquímicas que o colocam ora como granito normal, ora como granito precursor, raramente se aproximando das médias de granitos especializados.

Granitos normais correspondem aos granitos cuja distribuição e teores de elementos traços estão compatíveis com o padrão geoquímico desses elementos para granitos não mineralizados. Granito especializado (Beus e Grigorian, 1977), corresponde a um granito com um ou mais elementos traços com valores apreciavelmente altos, isto é, valores anômalos de variança não usual para um dado tipo de granito.

Quando existem duas ou mais gerações de granitos, onde se percebe uma especialização metalogenética crescente da mais antiga para a mais jovem, como ocorre na Amazônia (Bettencourt *et al.*, 1995), em Portugal (Derré e Roger, 1984), o granito precursor corresponde à geração que antecede à geração portadora de mineralização.

5.2.6 Ocorrência Mineral

A única ocorrência de mineral metálico associada diretamente ao Maciço Granítico Serra do Paratiú diz respeito à presença de sulfetos, localizados em zona de falha, na porção central do Maciço, no curso médio do Ribeirão do Cedro, junto à estação GSP-089-3 (ver Mapa 1, anexo).

Trata-se de uma área aflorante descontínua, ao longo do talvegue do Ribeirão do Cedro, que cobre uma extensão em torno de uma centena de metros de comprimento por uma dezena de metros de largura, orientada segundo N60-75W, subvertical a vertical, que grada lateralmente para o granito pouco afetado pela cataclase. O sulfeto ocorre disseminado e ao longo de microfissuras observadas em litotipo afetado por metassomatismo descrito petrograficamente como sericita-quartzo *greisen* (Foto 5.14 e Fotomicrografia 5.11), e que devido ao modo de ocorrência, pode ser classificado como um *endogreisen.*

Estudos de seção polida da amostra GSP-089-3 C (Foto 5.14), revelaram a presença de pirita, ilmenita, pirrotita e calcopirita (Fotomicrografia 5.12). A pirita ocorre disseminada pela

rocha, em agregados de grãos anédricos a subédricos, submilimétricos a milimétricos. Os cristais mais desenvolvidos geralmente apresentam microfraturas e inclusões de pirrotita e raras de calcopirita muito fina, anédrica. As inclusões de pirrotita são anédricas a subédricas e são bastante freqüentes (Fotomicrografia 5.12). A ilmenita é bastante rara. Associa-se à biotita em cristais submilimétricos, subédricos, nas bordas da mica ou como finas inclusões.

5.3. Diques de Microgabro e Lamprófiro (Mesozóico / Juro-Cretáceo).

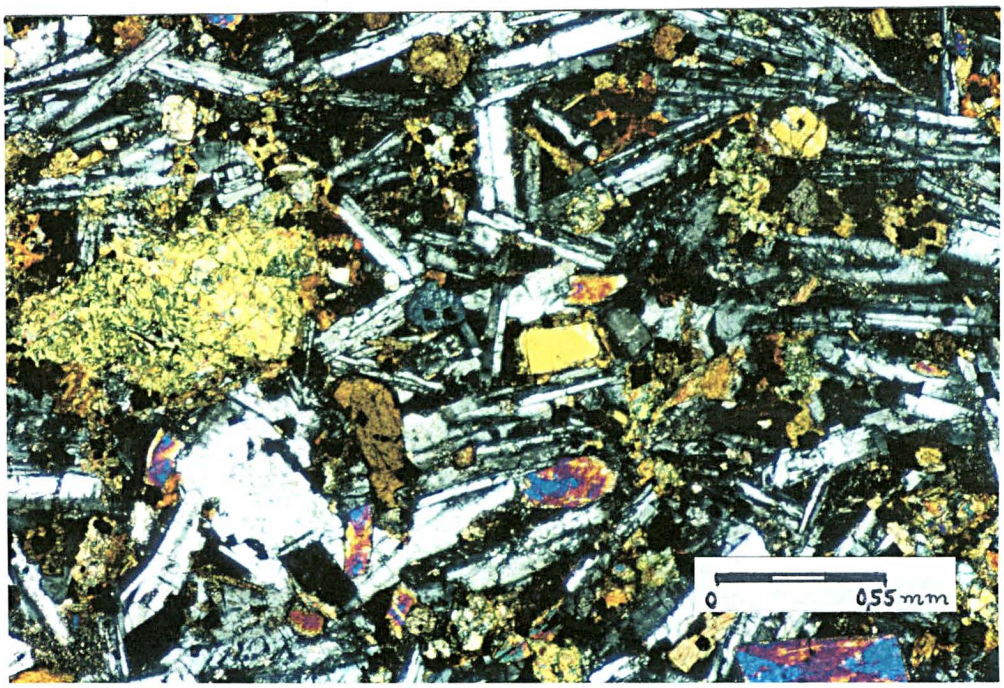
Os diques de microgabro, geralmente descritos como diabásio ou dolerito, e os diques de lamprófiro ocorrem cortando todas as litologias das unidades proterozóicas da área estudada e constituem-se de corpos de possanças que variam de centimétricas a decimétricas, e, mais raramente, métricas. Orientam-se, predominantemente, para NW, e, muito subordinadamente, para NE, conforme representados no Mapa Geológico (Mapa 1, anexo).

Junto às seqüências metassedimentares do Complexo Turvo-Cajati estes diques acham-se extremamente intemperizados (Foto 5.5). Enquanto que aqueles que cortam o Maciço Granítico Serra do Paratiú encontram-se em geral frescos, talvez devido à proteção exercida por uma rocha menos permeável.

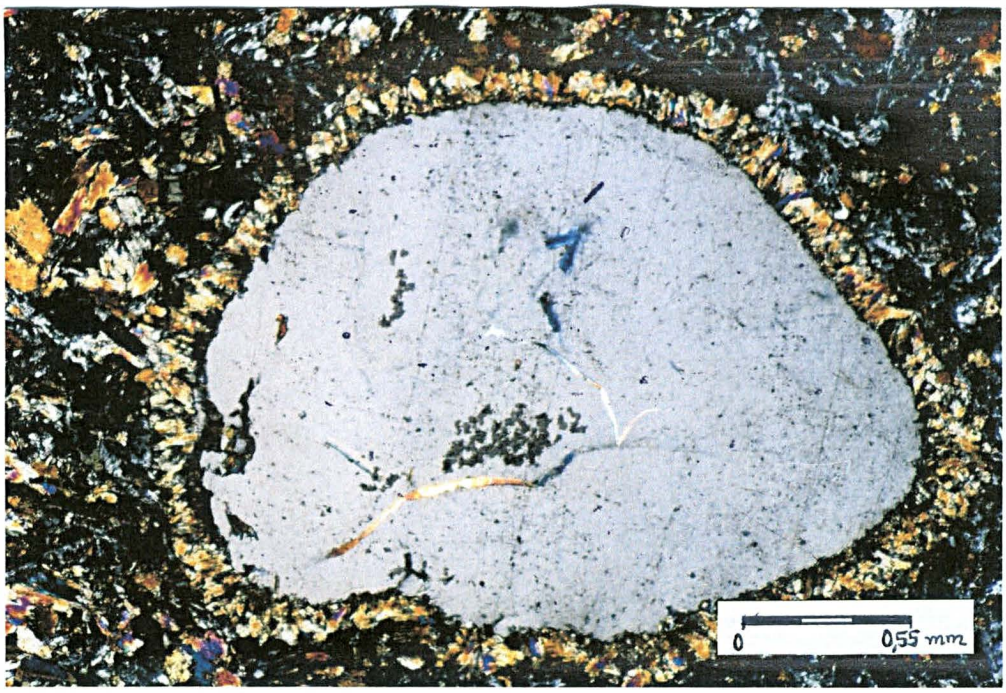
A caracterização petrográfica de duas amostras destes diques intrudidos no Granito Serra do Paratiú (GSP-004-3 e GSP-049-3) revelaram tratar-se, a primeira, de um olivina microgabro (Fotomicrografia 5.13), e a segunda, de um basalto hidrotermalizado (Fotomicrografia 5.14).

Junto à estação GSP-077-3 durante a intrusão de um dique de "olivina"-augita-biotita lamprófiro (GSP-077-3A), de possança métrica, o mesmo englobou porções do granito encaixante (xenólitos) que foi parcialmente assimilado. Nestes xenólitos o granito encontra-se fortemente brechado e hidrotermalizado; e o quartzo original parece ter sido quase totalmente substituído por calcita e zeólita, o que pode ter acontecido também em parte com o feldspato-K, já que, atualmente, ele ocorre em proporções subordinadas. Outros minerais secundários presentes nos xenólitos "graníticos" são arfvedsonita e egirina. Desta forma, a rocha granítica original apresenta atualmente composição de monzodiorito, conduzindo à denominação de monzodiorito fenito (GSP-077B). Tais rochas fenitizadas ocorrem apenas pontualmente, juntas ou próximas aos diques de lamprófiro.

A origem destes diques de microgabro, basalto e lamprófiros estão relacionadas à reativação Wealdeniana da Plataforma Sul Americana (Almeida, 1967, 1973) ou evento



Fotomicrografia 5.13 – Olivina microgabro. Ripas submilimétricas de labradorita e cristais intersticiais subédricos a euédricos de augita titanífera e olivina configuram textura intergranular. Amostra de dique que corta o Granito Serra do Paratiú. Estação GSP-004-3. Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 5.14 – Basalto hidrotermalizado. Textura blasto-intergranular a blasto-subofítica, de granulação fina. Nesta fotomicrografia vê-se provável amigdala, milimétrica, preenchida de quartzo e envolvida por halo de actinolita. Amostra de dique que corta o Granito Serra do Paratiú. Estação GSP-049-3. Polarizadores cruzados.

tectônico magmático Sul-Atlantiano de Schobbenhaus *et al.* (1984) ocorrida no Mesozóico (Juro-Cretácico).

Dado as possanças e extensões diminutas destes diques eles não têm representatividade na escala adotada no Mapa Geológico da área estudada, que é de aproximadamente 1:38.500 (Mapa 1). Portanto, seus traçados neste mapa acham-se superdimensionados.

5.4. Grupo Mar Pequeno (Terciário-Quaternário / Plio-Pleistoceno).

A denominação do Grupo Mar Pequeno deve-se a Ponçano (1981). É formado pelo conjunto das Formações Pariqüera-Açu (Bigarella e Mousinho, 1965), Ilha Comprida (Ponçano, *op. cit.*) e Cananéia (Suguio e Petri, 1973).

As Formações Ilha Comprida e Cananéia foram depositadas durante a transgressão marinha denominada Cananéia, ocorrida há 120.000 A. P., a qual seguiu-se uma regressão responsável pela deposição de cordões litorâneos sobrejacentes a estes sedimentos marinhos (Mendes, 1984).

5.4.1. Formação Pariqüera-Açu (Terciário-Quaternário / Plio-Pleistoceno).

A Formação Pariqüera-Açu (QplPa) ocorre em uma pequena área situada na extremidade NE da área estudada. Constitui-se de um pacote de aproximadamente 3 a 4 metros de espessura, areno-argiloso e argiloso, de tons acinzentados e avermelhados, variegados, com níveis delgados de cascalho quartzoso. Estes sedimentos de deposição continental (leques aluviais) estão depositados em discordância angular sobre os xistos conglomeráticos e metaconglomerados do Complexo Turvo-Cajati.

5.4.2. Formação Ilha Comprida (Quaternário / Pleistoceno).

A ocorrência da Formação Ilha Comprida, se dá nas barrancas do Rio Iriraia-Açu, na altura da foz do Rio Iriraia-Mirim, junto à estação GSP-107-3. Trata-se de afloramento contínuo, porém de pequena espessura aflorante ($\cong$ 2,0 m) o que torna incompatível de ser cartografado na escala do Mapa Geológico (Mapa 1, anexo). Esta Formação é constituída por

sedimentos síltico-arenosos e argilo-sílticos, de tonalidade cinza chumbo, com laminação ondulada lenticulares (*waves ripples*) e microestratificação cruzada. Estas estruturas tornam-se mais evidentes pelo fato dos termos síltico-arenosos serem mais facilmente erodidos (Foto 5.15).

Os sedimentos da Formação Ilha Comprida foram depositados, segundo Ponçano (1981), em ambientes mistos, no início da transgressão marinha Cananéia, durante e em seguida à deposição da Formação Pariqüera-Açu. E acham-se encobertos por sedimentos da Formação Cananéia para a qual passa de forma gradacional. Na Foto 5.15, a linha tracejada delimita, aproximadamente, a Formação Ilha Comprida e a Formação Cananéia. No perfil geológico D-B, apresentado no Mapa Geológico, é feita uma representação esquemática do modo de ocorrência da Formação em pauta na área estudada.

5.4.3. Formação Cananéia (Quaternário / Pleistoceno).

Das três formações do Grupo Mar Pequeno é a Formação Cananéia que tem maior representatividade na área estudada, onde ela ocupa extensos tratos de sua porção meridional e, subordinadamente, oriental.

A Formação Cananéia (QplCa) caracteriza-se por apresentar, ao longo de toda a sua extensão aflorante, um aspecto extremamente homogêneo. Trata-se de um pacote sedimentar que define um relevo plano (terraços) de altitude aproximada em torno de 3 a 6 metros, constituído essencialmente por areias inconsolidadas, bem selecionada, de granulação fina, onde se verifica comumente estratificação plano-paralela, incipiente a bem desenvolvida, de grande persistência lateral, depositado durante a transgressão marinha Cananéia.

Este pacote arenítico, essencialmente quartzoso, apresenta a cor esbranquiçada à amarelada, e, subordinadamente, junto às porções limonitizadas, marrom. Localmente ocorrem lâminas e/ou camadas, até decimétricas, enriquecidas em areia ilmenítica, cinza escura a preta, de grande persistência lateral, que destacam em meio às areias desta Formação (Foto 5.16). Na porção superior desta unidade encontram-se com freqüência estruturas biogênicas (*Skolithos*).

São comuns paleocordões litorâneos sobrejacentes a estes sedimentos, como dito anteriormente, edificados durante a regressão Cananéia.

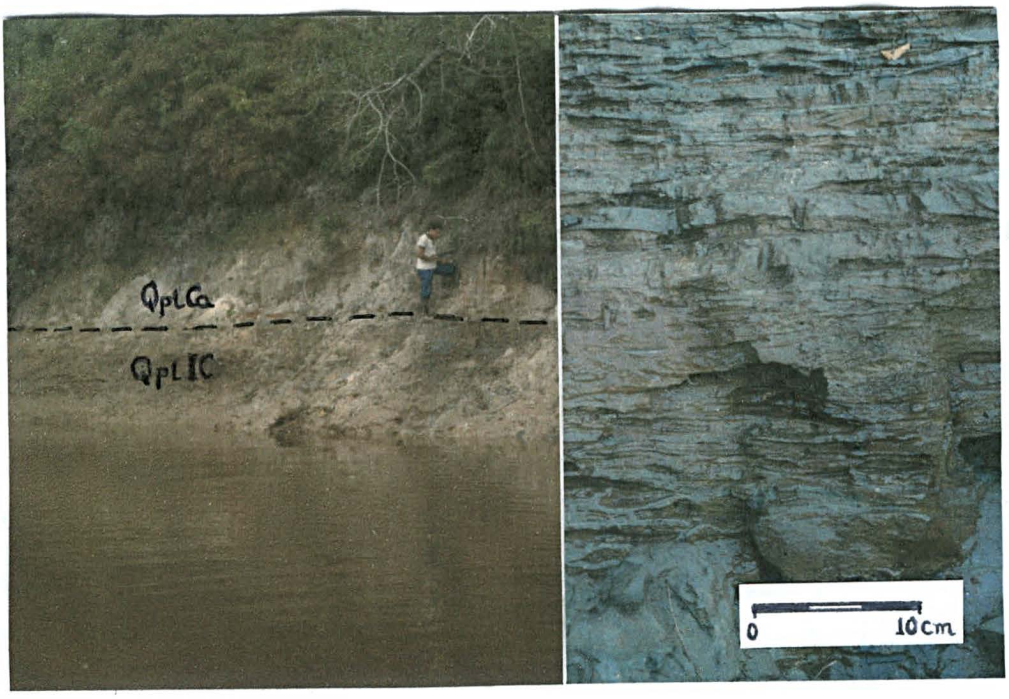


Foto 15 – Contato da Formação Ilha Comprida (QplIC) com a Formação Cananéia (QplCa). Ao lado detalhe da Formação Ilha Comprida onde se vê o aspecto típico dos sedimentos desta Formação na área. Foto tomada junto à estação GSP-107-3.

Foto 16 – Aspecto típico da Formação Cananéia na área estudada. Ao lado detalhe das camadas ricas em ilmenita comuns nestes sedimentos. Foto tomada nas proximidades da estação GSP-106-3.

5. 5. Coberturas Sedimentares Holocênicas.

As coberturas sedimentares holocênicas distribuem-se ao longo de toda a área estudada, cobrindo parcial e de forma indiscriminada, todas as unidades geológicas aí caracterizadas. Constituem-se de sedimentos de origens diversas, ou seja, de deposição marinha, de mangue, flúvio-lagunar, aluvionar e coluvionar.

Os depósitos de deposição marinha (Qhm) que se estendem essencialmente no quadrante sudeste da área e ocupa extensa parte do mesmo, constituem-se basicamente de areias de granulação fina, inconsolidadas, correspondendo a planícies com altitudes médias em torno de 2 m. Aparentemente, trata-se, em grande parte, de areias da Formação Cananéia retrabalhadas. Localmente, observa-se estratificação plano-paralela.

Nestes sedimentos observa-se também o registro de antigos alinhamentos de cordões (paleocordões). A origem destes depósitos está provavelmente relacionada à transgressão Santos (± 10.000 A. P.) de Suguio e Martin (1978), e os cordões a eles relacionados, à regressão subseqüente que levou o mar à posição atual.

No contexto dos sedimentos depositados em ambiente marinho, facilmente diferenciável em campo ou através de fotografia aérea, já que define uma faixa contínua e marcante ao longo da linha costeira, diz respeito aos sedimentos essencialmente arenosos depositados ao longo da praia atual (Qhp).

Os sedimentos de provável deposição flúvio-lagunar (Qhi) de idade holocênica se estendem em áreas próximas à foz do rio Iriraia-Açu. São sedimentos síltico-argilosos, com pouca areia fina, de cor cinza clara. São observadas incipientes estratificações definidas por diferenças no porcentual de areia em meio à argila.

Os sedimentos lodosos (limo) de mangue (Qhmg) estão presentes em extensas áreas ao longo das margens dos mares de Dentro e Pequeno, assim como nos baixios dos rios Iriraia-Açu, Paratiú e Cordeiro, onde se fazem sentir ainda os efeitos das marés. Sobre estes sedimentos lodosos desenvolvem-se os manguezais, de fácil identificação através de fotointerpretação, o que permite o traçado preciso do seu contato com as demais unidades da área.

Os aluviões (Qha) distribuem-se por todas as drenagens da área, sendo as mais representativas aquelas junto aos rios Iriraia-Açu, Iriraia-Mirim, Cordeiro, Cordeirinho e Paratiú, onde ocupam extensas áreas ao longo de suas margens. Estas são constituídas predominantemente por sedimentos argilosos, síltico-argilosos depositados em planícies de

inundação e, subordinadamente, por sedimentos arenosos, e em porções mais localizadas, cascalhosos. Dadas às dificuldades em estabelecer o contato entre os aluviões, propriamente ditos e os colúvios, os mesmos foram englobados dentro da mesma unidade geológica no Mapa Geológico apresentado anexo, porém, deve ser ressaltado que os coluviões se restringem basicamente às áreas próximas aos sopés das serras.

Sobre estes sedimentos aluvionares (Qha) foram abertos oito poços exploratórios objetivando a coleta de concentrados de bateia, através de canaletas, e estudar o perfil da cobertura aluvionar local e identificar possíveis aluviões recentes e ou paleoaluviões com concentrações de minerais pesados, particularmente de cassiterita.

CAPÍTULO 6

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE CORRENTE

6. 1. Considerações Iniciais.

No âmbito do Granito Serra do Paratiú foi coletado um total de 286 amostras de sedimentos ativos de corrente. Estas 286 amostras foram analisadas para Cu, Zn, Pb e Sn, e destas, 140 amostras foram analisadas também para Mo e 145 para Li, F e Bi, e os resultados analíticos consubstanciam o Quadro 6.1, anexo.

Foram ainda coletadas na área 106 amostras de concentrados de bateia cujos resultados das análises são apresentados nos Quadros 6.3 a 6.5, que são discutidos na parte final deste capítulo.

O fluxograma adotado no tratamento laboratorial das amostras de concentrados de bateia submetidas a análises mineralógicas pode ser visto na Figura 2.2.

A localização das estações de amostragem de cada uma das sessões, tanto de sedimentos de corrente como de concentrados de bateia, pode-se observar no mapa de pontos de amostragem anexo (Mapa de Pontos – Mapa 2, anexo).

Em um estudo dos resultados analíticos do Quadro 6. 1 (anexo) e Tabela 6.3 percebe-se de imediato que os teores obtidos como resultados das análises dos sedimentos de corrente coletados junto ao Maciço Granítico Serra do Paratiú, no geral são relativamente baixos se comparados àqueles dos granitos normais apresentados por Rose *et al.* (1979). Entretanto, se comparado àqueles teores médios apresentados por estes mesmos autores, para sedimentos arenosos, portanto semelhantes àqueles sedimentos analisados e aos quais devem ser comparados, percebe-se que o *background* dos elementos enfocados estão próximos ou acima dos teores apresentados por Rose *et al* (*op. cit.*). Destaque deve ser dado particularmente para o Sn que apresenta no geral teores extremamente elevados, no âmbito do Maciço Serra do Paratiú.

Nos procedimentos padrões adotados em uma prospecção mineral desta natureza, os elementos cujos valores se apresentam muito abaixo dos dados médios dos granitos normais e/ou sedimentos (Rose *et al, op. cit.*), geralmente são descartados de imediato e assim ficam de fora do contexto dos elementos considerados para a definição das prováveis zonas anômalas.

O método adotado no presente estudo foi utilizado com muito sucesso em projetos de geoquímica regional tanto no Canadá (URPSTAT) como no Brasil (Projeto Geofísico Brasil Canadá – PGBC / DNPM, 1979) e IPT (1985 c).

6. 2. Tratamento Estatístico.

O tratamento estatístico dos dados geoquímicos visa a obtenção de parâmetros geoquímicos importantes, tais como, *background*, limiar e anomalia.

Anomalias que são relacionadas a minérios, e que podem ser usadas como guias para detectá-los, são denominadas anomalias significativas. Tais anomalias são constituídas de valores mais altos que os valores de *background*. Infelizmente, altos valores de elementos indicadores podem surgir de mineralizações antieconômicas, por processos geológicos ou geoquímicos, não relacionados a minérios, bem como podem ser originários do próprio ambiente (retenção por matéria orgânica, argilas, óxidos de Fe e Mn, poluição, etc.) ou mesmo de uma determinada rocha, ou ainda por erros analíticos e ou amostrais.

No caso da análise geoquímica multi-elementar por espectrofotometria de absorção atômica, com abertura por água régia, que é considerado um ataque químico quase "total", pois extrai os elementos presentes em diversas formas nos minerais, ou seja, extrai não só os elementos adsorvidos na superfície dos minerais assim como àqueles do interior do retículo cristalino. A maioria das anomalias reflete os litotipos presentes na área estudada e, por conseqüência, suas distribuições espaciais. Pelo exposto, conclui-se que o mapeamento geoquímico é muito importante, não só para "mapear" áreas desprovidas de mapeamento geológico, bem como, auxiliar ou confirmar os mapeamentos existentes ou, no caso da exploração mineral, encontrar indícios, ocorrências ou depósitos minerais.

Quanto às técnicas utilizadas na separação de amostras anômalas e de *background* ou separação de limiar, o assunto é muito vasto e, por conseqüência, sua discussão fugiria aos objetivos deste estudo. No entanto, em resumo, os principais métodos univariantes (uma observação por amostra) foram classificados por Stanley e Sinclair (1989) em experimentais, subjetivos e objetivos.

Os métodos experimentais são por definição subjetivos e não científicos, pois estão baseados na forma "sendo maior que x é anomalia". Nenhum modelo teórico de distribuição estatística é considerado, sendo que a seleção do limiar está baseada somente nas experiências adquiridas.

Os métodos baseados em modelos subjetivos envolvem um modelo teórico de distribuição estatística (geralmente normal) e algum grau de subjetividade. Técnicas deste tipo incluem "a média mais 1, 2 ou 3 desvios padrão" onde a escala subjetiva do número de desvios define a possibilidade de concentração de uma amostra ser considerada anômala.

Os métodos baseados em modelos subjetivos também envolvem uma distribuição teórica; no entanto, a seleção do limiar é objetiva, porque a própria natureza dos dados define o limiar. As técnicas deste tipo incluem a Estatística de Lacuna (Miesch, 1981) e o Gráfico de Probabilidade (Sinclair, 1976).

Ainda segundo Stanley e Sinclair (1989), sob o ponto de vista científico, os modelos baseados nos métodos objetivos permitem soluções mais rigorosas por sua objetividade e por suas relações com a teoria. Ironicamente em aplicações geoquímicas, estes métodos não podem ser rigorosamente considerados objetivos, porque a seleção do modelo de distribuição é inerentemente subjetiva.

Na obtenção dos limiares da presente dissertação optou-se pelo método dos percentis (Archer e Main *in* Levinson, 1974 e DNPM, 1979), que de certa forma se enquadra tanto nos métodos subjetivos como nos experimentais. Por outro lado os percentis podem ser entendidos como valores que dividem o conjunto da curva de freqüência acumulada em porcentagem, em 100 partes iguais.

Os cálculos dos percentis podem ser feitos de duas maneiras: por cálculo e gráfico ou apenas por cálculo.

Na primeira maneira, a curva de freqüência acumulada em porcentagem é obtida por meio de histogramas de freqüência relativa, arbitrando-se em seguida os percentis considerados (nas ordenadas) com os respectivos valores de concentração de elementos (nas abcissas).

Uma das vantagens desta modalidade é que através dos histogramas o usuário tem uma idéia do modelo de distribuição (normal, log-normal, etc.). Um exemplo muito elucidativo, sobre o primeiro método, pode ser encontrado em Levinson (1974).

Quanto a segunda maneira, basta colocar os dados de concentração das amostras em ordem crescente e considerar o menor valor como primeiro e o maior como último ou enésimo, obtendo-se assim duas colunas, uma de números ordinais e a outra de concentração. A seguir, aplica-se a fórmula:

$$\mathbf{Pct = i/n}$$

onde:

Pct é o percentil considerado;

i é o número ordinal da amostra e;

n o número total de amostras.

6. 3. Controle Amostral

Segundo Garret (1969), os métodos analíticos tornaram-se parte da rotina em exploração mineral e, como os mais óbvios depósitos minerais já foram encontrados, as detecções de novos depósitos tornaram-se cada vez mais difíceis, pois na maioria das vezes, áreas com potencialidades a mineralizações são refletidas apenas por aspectos sutis de geoquímica (anomalias débeis).

Quando estas características são objetos de estudos, é de extrema importância que os erros combinados (amostragem + analíticos) sejam significantemente menores que a variabilidade total dos dados. Caso isto não aconteça, a interpretação torna-se duvidosa ao se tratar destes aspectos.

Garret (*op. cit.*) descreve um método simples e eficaz para se determinar onde os erros combinados são significativamente menores que a variabilidade total dos dados.

A variância combinada (analítico + amostral) $\mathbf{Vc^2}$ pode ser determinada pela fórmula:

$$\mathbf{Vc^2 = \frac{\sum (\log x_1\, i - \log x_2\, i)^2}{2N}}$$

onde:

log x_1 i é o logaritmo do valor da amostra de rotina;

log x_2 i é o logaritmo do valor da amostra replicata e

N é o número de pares (rotina/replicata)

A variabilidade total dos dados é calculada pela fórmula:

$$\mathbf{Vt^2 = \frac{\sum (\log x_1\, i - \log \overline{x_1})^2}{N}}$$

onde:

log x_1 i é o logaritmo do valor da amostra de rotina

log $\overline{x_1}$ é o logaritmo da média das N replicatas.

Uma transformação logarítmica é usada por duas razões: primeiro, os dados de exploração geoquímica parecem estar próximos de uma distribuição log normal do que de uma distribuição normal (Hawkes e Webb, 1962 *in* Garret, 1969), e segundo, para se manter uma compatibilidade com o logaritmo da variância calculada na primeira equação.

Um modelo de análise de variância de um fator é utilizado (Krubein e Graybill, 1965 *apud* Garret *op. cit.*) para computar a razão **F***, onde:

$$\mathbf{F^* = Vt^2/Vc^2}.$$

Como regra de utilização, esta razão deve exceder um certo valor, denominado valor crítico, para que os erros de amostragem e analíticos possam ser significativamente menores que a variabilidade total, no nível de confiança de 95%. O valor crítico de F* pode ser determinado por tabelas de distribuição de F*, tal qual aquela apresentada por Levin (1978). Onde F* (teste F* de Snedecor), $\alpha = 0,05$ (= 5%).

Portanto se os valores calculados para F* são maiores que o valor crítico, isto indica que a variabilidade do elemento pode ser significantemente distinguida da variabilidade local (amostragem e analítica), ou, em outras palavras, os padrões geoquímicos regionais podem ser satisfatoriamente reconhecidos.

6. 4. Estudo de Variância de Amostragem

Para o estudo sobre a qualidade dos dados de amostragem por meio do método de Garret (*op. cit.*), foram consideradas 14 amostras originais e suas respectivas replicatas. Em uma mesma estação de amostragem coletaram-se, portanto duas amostras: a primeira é denominada original, e a uma distância de 5 metros desta coleta-se outra amostra, agora denominada de replicata da anterior.

A Tabela 6.1 mostra os resultados das análises de Cu, Zn e Pb por espectrofotometria de absorção atômica para amostras originais (Cu $_1$, Zn $_1$ e Pb $_1$) e respectivas replicatas (Cu $_2$, Zn $_2$ e Pb $_2$).

Transformando os dados da Tabela 6.2 em logarítmos e calculando-se as variâncias totais (Vt^2) e as variâncias combinadas Vc^2 (amostral + analítica), respectivamente para Cu, Pb e Zn têm-se a Tabela 6.2.

Como todos valores de F* estão acima do valor crítico de 2,55 para respectivamente 14 e 15 graus de liberdade em nível de confiança de 95% (Hoel, 1961), podemos concluir que as variâncias totais são significantemente maiores que as variâncias combinadas, para os

Amostra	Cu 1	Cu 2	Zn 1	Zn2	Pb1	Pb2
1	1	1	77	76	24	23
2	1	2	35	41	16	19
3	4	5	52	62	26	32
4	6	6	37	36	40	29
5	1	1	50	45	25	27
6	5	6	34	38	19	19
7	16	17	112	123	28	30
8	8	7	52	52	23	23
9	12	12	105	100	32	30
10	7	8	78	120	15	15
11	4	3	107	97	16	15
12	7	10	44	66	15	20
13	2	4	15	43	7	14
14	9	8	23	19	12	8

Tabela 6. 1 –Teores de Cu, Pb e Zn de 14 amostras originais (Cu 1, Pb 1 e Zn 1) e replicatas (Cu 2, Pb 2 e Zn 2), em ppm.

Variâncias	Cu	Zn	Pb
Total (Vt^2)	0,1672	0,0708	0,1727
Combinada (Vc^2)	0,0087	0,0107	0,0064
F*	19,2100	7,0000	26,7900

Tabela 6. 2. Valores das variâncias totais e combinadas e valores de F* (teste de Snedecor) para Cu, Pb e Zn.

elementos Cu, Zn, Pb, na área de estudo do Granito Serra do Paratiú e que os padrões geoquímicos regionais por meio de sedimentos de corrente podem ser reconhecidos.

Apesar de tratamento desta natureza não ter sido feito para os elementos Li, F, Sn e Bi, por extensão, os mesmos podem ser aceitos como representativos e confiáveis.

6.5. Parâmetros Estatísticos

Uma vez obtidas as análises químicas dos elementos Li, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, e Bi, foram construídas as curvas de distribuição acumuladas de freqüências relativas para cada elemento e partindo-se daí foram considerados os percentis 50, 70, 80 e 95 e assim também foram estabelecidos respectivamente o *background* e os limiares de 3ª, 2ª e 1ª ordens, para cada elemento. Vale lembrar que os percentis a serem considerados variam de autor para autor.

Os parâmetros para a definição dos limiares e *background* por elemento, em sedimentos de corrente da área do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP) podem ser vistos na tabela a seguir, expressos em ppm (Tabela 6.3).

Elementos	N° de Amostras (N)	Média Granitos Normais*	Média Sedimento Arenoso*	Média (GSP) (*Background*) Pct 50	Anomalia 3ª ordem Pct. 70	Anomalia 2ª ordem Pct. 80	Anomalia 1ª ordem Pct .95
Li	145	40	15	26	32 – 35	36 – 52	> 52
F	145	810	280	264	311 – 354	355 – 478	> 478
Cu	286	12	10	7	8 – 11	12 – 24	> 24
Zn	286	51	40	54	67 – 76	77 – 113	>113
Pb	286	18	10	18	22 – 26	27 – 34	> 34
Mo	140	1,3	0,2	2,5	-	3 – 4	>4
Sn	286	3,0	0,6	49	52 – 74	75 – 159	> 159
Bi	146	0,3	0,3	3	-	4 - 6	> 6

TABELA 6.3 - Parâmetros para a definição dos limiares e *background* por elementos, em sedimentos de corrente, em ppm. (* Dados extraídos de Rose *et al.*, 1979).

6. 6. Abundância Relativa, Abundância Relativa "Normalizada" e Contraste

Baseados nos parâmetros estatísticos apresentados acima, foi possível identificar diversas zonas geoquimicamente anômalas, caracterizadas por uma associação de elementos as quais acham-se descritas abaixo.

Antes da descrição das zonas anômalas caracterizadas junto à área do Maciço Granítico Serra do Paratiú e entornos, são aqui definidos os conceitos de Abundância Relativa e Abundância Relativa "Normalizada" (Rondinelli, comunicação pessoal) e Contraste (Rose *et al*, 1979), utilizados na descrição de tais zonas anômalas.

A Abundância Relativa é uma ferramenta muito útil por dar ao prospector uma idéia do peso exato de um determinado elemento anômalo no conjunto de elementos de uma associação que definem as zonas anômalas. E a Abundância Relativa "Normalizada" permite a comparação entre as anomalias de um determinado elemento, de diferentes zonas anômalas, em pé de igualdade.

Para se definir a Abundância Relativa de um elemento qualquer, em relação aos demais elementos da associação, atribui-se às anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordem, do elemento considerado, um peso qualquer arbitrário, por exemplo, atribui-se peso 3, para as anomalias de 1ª ordem, 2 para de 2ª ordem e 1 para de 3ª ordem. A somatória destes pesos vai estabelecer a Abundância Relativa de um dado elemento anômalo em relação ao outro. Para exemplificar o dito acima toma-se a Zona Anômala 1 – {Cu, Zn} [Pb, Sn], caracterizada no Mapa 2, anexo.

Das 13 amostras de sedimentos de corrente coletadas na área desta zona anômala, 9 se revelaram portadoras de valores anômalos de 1ª ordem, 4 de 2ª ordem para o elemento Cu; para o elemento Zn, 1 se revelou anômala de 1ª ordem, 5 de 2ª ordem e 4 de 3ª ordem; para o Sn, 1 de 2ª ordem; e para o Pb, 1 anomalia de 2ª ordem e 4 de 3ª ordem, ou seja: Cu (9, 4, -), Zn (1, 5, 4), Sn (-, 2, -) e Pb (-, 1, 4). Multiplicando-se pelos pesos atribuídos às anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordens, que são respectivamente 3, 2 e 1, tem-se: Cu = 35, Zn = 17, Pb = 8 e Sn = 2, portanto, tem-se a Abundância Relativa destes elementos que é representada da seguinte forma: Cu > Zn > Pb > Sn.

A Abundância Relativa "Normalizada" é obtida através da somatória dos pesos das anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordens de cada elemento, de uma determinada zona anômala, através do mesmo procedimento adotado para se obter a Abundância Relativa, dividido pelo total de amostras da mesma zona anômala considerada.

Esta operação resulta em um valor numérico, para cada um dos elementos das associações, que permite avaliar, comparativamente, de forma rápida e objetiva, as diferentes zonas anômalas para um determinado elemento em comum.

Quanto maior este valor numérico, mais significativa será a anomalia do elemento considerado. Trata-se de um parâmetro útil no momento de se determinar, entre as diferentes zonas anômalas definidas em uma região, aquela mais significativa, portanto, prioritária para se efetuar trabalhos de semidetalhe (*fill in*) e detalhe (*follow up*).

No caso da zona anômala exemplificada acima têm-se: Cu = 35/13 = 2,69, Zn = 17/13 = 1,30, Pb = 8/13 = 0,61 e Sn = 2/13 = 0,15. Os valores obtidos para o Cu = 2,69, Zn = 1,30, Pb = 0,61 e Sn = 0,15, representam as respectivas Abundâncias Relativas "Normalizadas", de cada um dos elementos considerados.

O conceito de Contraste diz respeito ao número de vezes que o maior teor apresentado por um dado elemento, seja ele de 1ª, 2ª ou 3ª ordem, é maior que o seu *background* correspondente. Os maiores valores analíticos apresentados pelos elementos Cu, Zn, Pb e Sn, junto à zona anômala 1, são: 33, 138, 24 e 100, respectivamente. Os *backgrounds* de cada um destes elementos por sua vez são: 7, 54, 18 e 49, respectivamente. Então os contrastes destes elementos em relação ao *background* são de 4,7 para Cu, 2,5 para Zn, 1,3 para Pb e 2,0 para Sn.

Na descrição das zonas anômalas abaixo, como já descrito acima, o número de amostras anômalas de 1ª, 2ª e 3ª ordem, respectivamente, de cada elemento, são representadas da seguinte forma: Cu (9, 4, -), Zn (1, 5, 4), etc., significa que para a zona anômala considerada têm-se nove amostras de Cu com anomalias de 1ª ordem, 4 de 2ª ordem, e nenhuma de 3ª ordem, para o Zn têm-se uma amostra anômala de 1ª ordem, 5 de 2ª ordem e 4 de 3ª ordem, etc.

Na representação do Mapa de Zonas Anômalas (Mapa 2) e no Quadro 6.2, por convenção, foram representadas as anomalias de 1ª ordem pelo símbolo do elemento entre chaves { }, enquanto que as anomalias de 2ª e 3ª ordens, entre colchetes [ ] e parênteses ( ), respectivamente. Exemplo: na zona anômala 3 têm-se o Mo como anomalia de 1ª ordem, o Sn e Pb, de 2ª ordem e o Zn de 3ª ordem, então são representados como se segue: {Mo}[Sn, Pb] (Zn).

6.7. Descrição das Zonas Anômalas

A seguir é feita a descrição das zonas geoquimicamente anômalas caracterizadas no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú. Estas zonas anômalas podem ser vistas no Mapa de Zonas Anômalas (Mapa 2, anexo). No Quadro 6.2 é apresentada a descrição das zonas anômalas abaixo, porém, de uma forma mais compacta o que permite uma visualização de conjunto o que facilita uma avaliação comparativa entre as mesmas.

Quando se referencia abaixo os números das amostras de sedimentos de corrente, por exemplo, de nº 87, 89, etc., entenda-se amostras GSP-087-0, GSP-089-0, etc.

1) Zona Anômala 1 {Cu-Zn} [Pb-Sn]

Esta zona anômala, com aproximadamente 3 km², localiza-se na porção oeste da área, no domínio das rochas do Complexo Turvo-Cajati (Pitx).

É representada por 13 amostras de sedimento de corrente, coletadas nos tributários da margem esquerda do Rio Iriraia Mirim. Revelou-se anômala de 1ª ordem para Cu e Zn e 2ªordem para Pb e Sn, ou seja: Cu (9, 4, -), Zn (1, 5, 4), Sn (-, 2, -), Pb (-, 1, 4)

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se Cu>Zn>Pb>Sn. O maior teor obtido para o elemento Cu foi de 33 ppm na amostra de nº 89, de 138ppm e 18 ppm, para os elementos Zn e Pb, respectivamente, na amostra de nº 87, e 100 ppm para Sn na amostra nº 86.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Cu = 2,69, Zn = 1,30, Pb = 0,61 e Sn = 0,15.Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 4,7 x Cu; 2,5 x Zn; 1,3 x Pb, e 2,0 x Sn.

2) Zona Anômala 2 {Pb-Sn-Zn-Mo} [Cu]

Esta zona anômala, com aproximadamente 6,4 Km², localiza-se na porção WWS da área, sobre o domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Ɛgr), e, subordinadamente, sobre o domínio dos aluviões quaternários (Qha).

É representada por 47 amostras de sedimentos de corrente coletadas nas drenagens dos Córregos Itinga e Cedro, e é dividida pela Serra do Itinga em duas sub-zonas, a do córrego Itinga, a NW, e a do Córrego Cedro, que se estende de SW para NE. Revelou-se anômala de

Descrição das Zonas Anômalas

Zona Anômala Número	Número de Amostras de Sedimentos de Corrente	Associação de Elementos	Amostras Anômalas			Abundância Relativa	Abundância Relativa "Normalizada"	Maiores Contrastes em relação ao *background*	Maiores Teores Obtidos (ppm / número da amostra)	Geologia	Área (Km²)
			1ª ordem	2ª ordem	3ª ordem						
1	13	{Cu-Zn} [Pb-Sn]	Cu (9)*, Zn (1)	Cu (4), Zn (5), Sn (2), Pb (1)	Zn (4), Pb (4)	Cu>Zn>Pb>Sn	Cu=2,69, Zn=1,30, Pb=0,61, Sn=0,15	4,7 x Cu; 2,5 x Zn; 1,3 x Pb; 2,0 x Sn	Cu 33 ppm / nº 89; Zn 138 ppm / nº 87; Pb 18 ppm / nº 87; Sn 100 ppm / nº 86.	PItx	3
2	47	{Pb-Sn-Zn-Mo} [Cu]	Pb (5), Zn (7), Sn (6), Mo (1)	Pb (18),Zn (5), Sn (14), Mo (15), Cu (4)	Cu (13), Zn (6), Sn (1), Cu (4)	Pb>Sn>Zn>Mo>Cu	Pb=1,36, Zn=0,78, Sn=1,00, Mo=0,70 e Cu=0,25	2,2 x Pb; 4,0 x Sn; 2,8 x Zn; 8,0 x Mo; 2,4 x Cu	Pb 40 ppm / nº 40, 46; Sn 200 ppm / nº 46, 50, 62; Zn 20 ppm / nº76; Mo 20 ppm / nº62; Cu 17ppm / nº78.	PS-Ꞓgr, Qha	6,4
3	12	{Mo} [Sn-Pb] (Zn)	Mo (1)	Mo (3),Sn (5), Pb (2)	Pb (6), Zn (4)	Sn=Pb>Mo>Zn	Mo=0,75, Sn=0,83, Pb=0,50 e Zn=0,33	2,0 x Mo; 2,0 x Sn; 1,8 x Pb; 1,3 x Zn	Mo 5,0 ppm / nº 13; Sn 100 ppm / nº 21; Pb 33 ppm / nº8; Zn 73 ppm / nº12.	PS-Ꞓgr, Qha	2
4	5	[Zn-Sn-Mo-Pb]	nenhuma	Zn (2), Sn (2), Mo (2), Pb (1)	Zn (2), Pb (2)	Zn>Sn=Mo=Pb	Zn=1,20, Sn 0,80, Mo=0,80 e Pb=0,80	1,7 x Zn; 2,6 x Sn; 1,4 x Mo; 1,7 x Pb	Zn 94 ppm / nº 4; Pb 31 ppm / nº 4; Sn 130 ppm / nº 2; Mo 3,5 ppm / nº2.	PS-Ꞓgr	0,75
5	25	{Bi-Li-Zn} [F]	Bi (2), Li (1), Zn (1)	B i (19), Li (5), Zn (4), F (7)	Li (2), Zn (2), F (5)	Bi>F>Li>Zn	Bi=1,76, Li=0,60, Zn=0,52 e F=0,76	2,3 x Bi; 2,2 x Li; 2,2 x Zn; 1,7 x F	Bi 7 ppm / nº 147, 165; Li 57 ppm / nº 165; Zn120 ppm / nº 165, F 452 ppm / nº 164.	PS-Ꞓgr	3,6
6	12	{Sn-Zn} [Bi-Cu-F-Li-Pb]	Sn (3), Zn (1)	Sn (2), Bi (8), Cu (5), F (2), L i (1), Pb (1).	Sn (1), Cu (2), Li (1)	Bi>F>Cu>Bi>Sn>Zn	Sn=1,16, Zn=0,25, Bi=1,33, Cu=1,16, F=0,33, Li=0,25 e Pb=0,16	8,1 x Sn; 2,4 x Zn; 1,3 x Bi; 2,0 x Cu; 1,5 x F; 2,0 x Li; 1,6 x Pb	Sn 400 ppm / nº 172; Zn 130 ppm / nº 174; Bi 4 ppm / nº 174; F 412 ppm / nº 175; Li 37 ppm / nº 175.	PS-Ꞓgr	1,25
7	11	{Li-F-Bi-Sn} [Cu-Zn]	Li (1), F (1), Bi (1), Sn (1)	Li (7), F (5), B i (3), Sn (1), Cu (10), Zn (1)	Li (1), F (2), Sn (1), Cu (5), Zn (1)	Li>F>Cu>Bi>Sn>Zn	Li=163, F=1,36, Bi=0,81, Sn=0,54, Cu=1,18 e Zn=0,27	2,0 x Li; 1,8 x F; 3,3 x Bi; 2,0 x Sn; 2,1 x Cu; 1,8 x Zn	Li 53 ppm / nº 207; F 480 ppm / nº 207; Bi 10 ppm / nº 217; Sn 200 ppm / nº 285; Cu 15 ppm / nº 27, 285; Zn 102 ppm / nº 286.	PS-Ꞓgr, Qha	2,6
8	16	{F-Cu-Li-Zn-Mo} [Pb]	F(6), Cu (2), Li (3), Zn (2), Mo (1)	F (1), Cu 5), Li (5), Zn (6), Mo (1), Pb (2)	F (2), Cu (5), Li (1), Zn (2), Pb (4)	F>Cu>Li=Zn>Pb>Mo	F=1,37; Cu=1,31; Li=1,25; Zn=1,25; Mo=0,31; Pb=0,50	1,9 x Pb; 2,5 x Cu; 2,1 x Zn; 1,6 x Mo; 2,4 x Sn	F 572 ppm / nº266; Cu 54 ppm / nº123; Li 70 ppm / Nº 252; Zn 148 ppm / nº252; Mo 4,5 ppm / nº126; Pb32 ppm / nº126	PS-Ꞓgr, Qha	3,75
9	14	{Pb-Cu-Zn} [Mo-Sn]	Pb (4), Cu (3), Zn (3)	Pb (7), Cu (9), Zn (6), Mo (10), Zn (2)	Pb (10), Cu (5), Zn (4), Sn (3)	PB.Cu>Zn>Mo>Sn	Pb=2,57; Cu=2,28; Zn=1,78; Mo=1,42; Sn=0,50	1,9 x Pb; 2,5 x Cu; 2,1 x Zn; 1,6 x Mo; 2,4 x Sn	Pb 35 ppm / nº106, 108, 111; 140; Cu 28 ppm / nº134; Zn 118 ppm/ nº 140; Mo 4,0 ppm / nº 131; Sn 120 ppm / nº 107	PS-Ꞓgr, Qha	4,5

Obs.: * Número de amostras anômalas do elemento considerado.
A localização das Zonas Anômalas pode ser vista no Mapa 2, anexo.

Quadro 6.2 – Descrição das zonas geoquimicamente anômalas caracterizadas através de sedimentos ativos de corrente no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

1ª ordem para Pb, Sn, Zn, Mo, e de 2ª ordem para Cu, ou seja: Pb (5, 18, 13), Zn (7, 5, 6), Sn (6, 14, 1), Mo (1, 15, -) e Cu (-, 4, 4).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Pb>Sn>Zn>Mo>Cu. O maior teor obtido para o elemento Pb, foi de 40 ppm nas amostras de nº 40 e 46; para o Sn foi de 200 ppm nas amostras de nº 46, 50 e 62; para o Zn foi de 20 ppm na amostra de nº 76; para o Mo foi de 20 ppm na amostra nº 62, e para o Cu foi de 17 ppm na amostra nº 78.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Pb = 1,36, Zn = 0,78, Sn = 1,00, Mo = 0,70 e Cu = 0,25. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são, portanto: 2,2 x Pb; 4,0 x Sn; 2,8 x Zn; 8,0 x Mo, e 2,4 x Cu.

3) Zona Anômala 3 {Mo} [Sn-Pb] (Zn)

Esta zona anômala tem aproximadamente 2,0 Km^2, e situa-se quase na totalidade sobre rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Єgr) e, muito subordinadamente, sobre aluviões quaternários (Qha).

É representada por 12 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para Mo, de 2ª ordem para Sn e Pb, e de 3ª ordem para Zn, ou seja: Mo (1, 3, -), Sn (-, 5, -), Pb (-, 2, 6) e Zn (-, -, 4).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Sn=Pb>Mo>Zn. O maior teor obtido para o elemento Mo foi de 5,0 ppm, na amostra nº 13; para o Sn foi de 100 ppm, na amostra nº 21; para o Pb foi de 33 ppm, na amostra nº 8, e para o Zn foi de 73 ppm, na amostra nº12.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Mo = 0,75, Sn = 0,83, Pb = 0,50 e Zn = 0,33. Os maiores contraste observados em relação ao *background* são, portanto: 2,0 x Mo; 2,0 x Sn; 1,8 x Pb, e 1,3 x Zn.

4) Zona Anômala 4 [Zn-Sn-Mo-Pb]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 0,75 Km^2, localizada na extremidade sul do Maciço Granítico Serra do Paratiú. (PS-Єgr).

É representada por 5 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 2ª ordem para Zn, Sn, Mo e Pb, ou seja: Zn (-, 2, 2), Sn (-, 2, -), Mo (-, 2, -) e Pb (-, 1, 2).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Zn>Sn=Mo=Pb. O maior teor obtido para os elementos Zn e Pb foram de 94 ppm e 31 ppm, respectivamente, na amostra nº 4, para o Sn e Mo, foram de 130 ppm e 3,5 ppm, respectivamente, na amostra nº 2. Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Zn = 1,20, Sn = 0,80, Mo = 0,80 e Pb = 0,80. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 1,7 x Zn; 2,6 x Sn; 1,4 x Mo, e 1,7 x Pb.

5) Zona Anômala 5 {Bi-Li-Zn} [F]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 3,6 Km^2, toda ela sobre rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Єgr). Localizada nas cabeceiras dos Ribeirões Paratiú Mirim e Cachoeira Grande, na porção centro-sul da área. A mesma é dividida nas sub-zonas do Ribeirão Paratiú Mirim e Cachoeira Grande.

É representada por 25 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para Bi, Li e Zn, e de 2ª ordem para F, ou seja: Bi (2, 19, -), Li (1, 5, 2), Zn (1, 4, 2), F (-, 7, 5).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Bi>F>Li>Zn. O maior teor obtido para o elemento Bi foi de 7 ppm, nas amostras nº 147 e 165, para o Li e Zn foram de 57 ppm e 120 ppm, respectivamente, na amostra nº 165, e para o F foi de 452 ppm, na amostra nº 164. Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Bi = 1,76, Li = 0,60, Zn = 0,52 e F = 0,76. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 2,3 x Bi; 2,2 x Li; 2,2 x Zn, e 1,7 x F.

As análises geoquímicas de concentrados de bateia coletados no domínio desta zona anômala revelaram teores superiores a 5.000 ppm para os elementos La e Th, equivalentes, em peso, entre 0,5 % a 2,0% destas amostras; e teores de Y entre 1400 a 4.000 ppm.

6) Zona Anômala 6 {Sn-Zn} [Bi-Cu-F-Li-Pb]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 1,25 Km^2, localizada na porção SSE da área, toda ela sobre rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Єgr).

É representada por 12 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para Sn e Zn, e de 2ª ordem para Bi, Cu, F, Li e Pb, ou seja: Sn (3, 2, 1), Zn (1, -, -), Bi (-, 8, -), Cu (-, 5, 2), F (-, 2, -), Li (-, 1, 1), Pb (-, 1, -).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Bi>F>Cu>Bi>Sn>Zn. O maior teor obtido para o elemento Sn foi de 400 ppm, na amostra nº 172; para o Zn e Pb foram de 130 ppm e 30 ppm, respectivamente, na amostra de nº 174; para o Bi foi de 4 ppm, em oito amostras; para o Cu foi de 14 ppm, nas amostras nº 169 e 174, e para o F e Li foram de 412 ppm e 37 ppm, respectivamente, na amostra nº 175.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Sn = 1,16, Zn = 0,25, Bi = 1,33, Cu = 1,16, F = 0,33, Li = 0,25 e Pb = 0,16. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 8,1 x Sn; 2,4 x Zn; 1,3 x Bi; 2,0 x Cu; 1,5 x F; 2,0 x Li e 1,6 x Pb.

7) Zona Anômala 7 {Li-F-Bi-Sn} [Cu-Zn]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 2,6 Km², localizada no centro leste da área, abarcando rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Ɛgr) e aluviões do Ribeirão Paratiú (Qha).

É representada por 11 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para Li, F, Bi e Sn, e de 2ª ordem para Cu e Zn, ou seja: Li (1, 7, 1), F (1, 5, 2), Bi (1, 3, -), Sn (1, 1, 1), Cu (-, 4, 5), Zn (-, 1, 1).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Li>F>Cu>Bi>Sn>Zn. O maior teor obtido para os elementos Li e F foram 53 e 480, respectivamente, na amostra nº 207; para o Bi foi de 10 ppm, na amostra nº 217; para o Sn foi de 200 ppm, na amostra nº 285, para o Cu foi de 15 ppm, nas amostras nº 277 e 285, e para o Zn foi de 102 ppm, na amostra nº 286. Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Li = 1,63, F = 1,36, Bi = 0,81, Sn = 0,54, Cu = 1,18 e Zn = 0,27. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 2,0 x Li; 1,8 x F; 3,3 x Bi; 4,0 x Sn; 2,1 x Cu, e 1,8 x Zn.

Na extremidade NW desta zona anômala, no leito do Ribeirão de Cedro, o granito acha-se fraturado e greisenizado. No local ocorre sericita-quartzo greisen, com disseminação pontual de pirita, e, muito subordinadamente, de calcopirita.

8) Zona Anômala 8 {F-Cu-Li-Zn-Mo} [Pb]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 3,75 Km², localizada no centro leste da área, no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Ɛgr), e, muito subordinadamente, no domínio dos aluviões do Ribeirão Paratiú (Qha). Esta zona anômala é

dividida pela Serra do Cordeiro, que a trunca longitudinalmente de SE para NW, em duas sub-zonas; uma representada pelos tributários do Ribeirão Paratiú, e outra, pelos tributários do Ribeirão Cordeirinho.

É representada por 16 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para os elementos F, Cu, Li, Zn, Mo e de 2° ordem para Pb, ou seja: F (6,1,2), Cu (2,5,5), Li (3,5,1), Zn (2, 6, 2), Mo (1, 1, -) e Pb (-, 2, 4).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: F>Cu>Li=Zn>Pb>Mo. O maior teor obtido para o elemento F foi de 572 ppm, na amostra n° 266, para o Cu foi de 54 ppm, na amostra n° 123, para o Li e Zn foram de 70 ppm e 148 ppm, respectivamente, na amostra n° 252, e para o Mo e Pb foram de 4,5 ppm e 32 ppm, respectivamente, na amostra n° 126.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o F = 1,37, Cu = 1,31, Li = 1,25, Zn = 1,25, Mo = 0,31 e Pb = 0,50. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 2,1 x F; 7,7 x Cu; 2,7 x Li; 2,7 x Zn; 1,8 x Mo, e 1,7 x Pb.

9) Zona Anômala 9 {Pb-Cu-Zn} [Mo-Sn]

Trata-se de uma zona anômala com aproximadamente 4,5 Km^2, localizada na porção NE da área no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (PS-Ɛgr), e, muito subordinadamente, no domínio dos aluviões do Ribeirão Cordeirinho (Qha). Esta zona anômala é dividida pelo Morro São Pedro em duas sub-zonas, uma ao norte, drenada pelos tributários do Rio Cordeiro, e outra ao sul, drenada pelas cabeceiras do Rio Cordeirinho.

É representada por 14 amostras de sedimento de corrente. Revelou-se anômala de 1ª ordem para os elementos Pb, Cu e Zn, e de 2ª ordem para Mo e Sn, ou seja: Pb (4, 7, 10), Cu (3, 9, 5), Zn (3, 6, 4), Mo (-, 10, -), Sn (-, 2, 3).

Quanto às abundâncias relativas destes elementos têm-se: Pb>Cu>Zn>Mo>Sn. O maior teor obtido para o elemento Pb foi de 35 ppm, nas amostras n° 106, 108, 111 e 140, para o Cu foi de 28 ppm, na amostra n° 134, para o Zn foi de 118 ppm, na amostra n° 140, para o Mo foi de 4,0 ppm, na amostra n° 131 e para o Sn foi de 120 ppm, na amostra n° 107.

Quanto às abundâncias relativas "normalizadas" têm-se para o Pb = 2,57, Cu = 2,28, Zn = 1,78, Mo = 1,42 e Sn = 0,50. Os maiores contrastes observados em relação ao *background* são: 1,9 x Pb; 2,5 x Cu; 2,1 x Zn; 1,6 x Mo, e 2,4 x Sn.

6. 8. Concentrados de Bateia

Os resultados dos estudos laboratoriais efetuados nas amostras de concentrados de bateia consubstanciam os Quadros 6.3A, 6.3B, 6.3C, 6.4 e 6.5. A localização das estações de amostragem de concentrados de bateia podem ser verificadas no Mapa de Pontos (Mapa 2, anexo).

No Quadro 6.3A é apresentado o peso em gramas das frações obtidas em cada etapa do fluxograma (Figura 2.2) adotado no tratamento dos concentrados de bateia coletados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú. No Quadro 6.3B, os principais minerais não magnéticos identificados em alguns dos concentrados bateia e suas respectivas quantificações. No Quadro 6.3C, os principais minerais magnéticos aí caracterizados. No Quadro 6.4, resultados da avaliação de algumas das amostras submetidas ao teste de estanhagem (*staining*). E, por fim, no Quadro 6.5 pode-se observar os resultados obtidos das determinações químicas dos elementos Y, Zr, Nb, Sn, La, Ta, W, Bi e Th de amostras de concentrados de bateia coletados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú.

6.8. 1. Minerais Identificados nos Concentrados de Bateia

As análises dos concentrados de bateia amostrados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú revelaram a presença dos seguintes minerais: zircão, monazita, cassiterita, ilmenita, magnetita, hematita, wolframita, pirita, leucoxênio, turmalina, epidoto e limonita.

A seguir são feitos comentários gerais sobre cada um destes minerais, as paragêneses e considerações do modo de ocorrência na área estudada.

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório típico de rochas ígneas ácidas e seus derivados metamórficos. Ocorre concentrado em depósitos aluviais na forma de pequenos grãos (Mottana *et al*, 1978). Trata-se de um mineral freqüente em muitos sedimentos que resiste muitas vezes, a mais de um ciclo de meteorização e sedimentação (Deer *et al*, 1981).

Pelo exposto, a presença de zircão junto á área estudada é previsível, já que é um mineral acessório comum de rochas graníticas e muito resistentes ao intemperismo. Este mineral ocorre de maneira extensiva por toda a área estudada (Quadro 6.3B), porém se restringe a uma pequena fração dos concentrados de bateia.

A monazita (Ce, La, Nd, Y, Th) PO_4, ocorre como um mineral acessório em pegmatitos graníticos e sienitos e em pequenas proporções em rochas graníticas. Trata-se de

Amostra	Peso inicial (g)	Peneiramento				Separação Magnética ao Imã de Mão				Separação Densimétrica ao Bromofórmio				Separação Eletromagnética ao Frants 0,3A				Separação Eletromagnética ao Frants 0,5A			
		- # 0,250 (g)	# 0,250 +# 0,125 (g)	# 0,125 +# 0,062 (g)	# 0,062 (g)	# 0,250 +# 0,125		# 0,125 +# 0,062		# 0,250 +# 0,125		# 0,125 + # 0,062		# 0,250 +# 0,125		# 0,125 +# 0,062		# 0,250 +# 0,125		# 0,125 +# 0,062	
						Mag. (g)	N.Mag. (g)	Mag. (g)	N.Mag. (g)	Leves (g)	Pesados (g)	Leves (g)	Pesados (g)	Mag. (g)	N.Mag. (g)	Mag. (g)	N.Mag. (g)	Mag. (g)	N.Mag. (g)	Mag. (g)	N.Mag. (g)
GSP-005-1	40,31	12,78	18,22	9,21	0,1	5,21	13,01	5,54	3,67	1,99	11,02	0,14	3,53	6	5,02	1,73	1,8	1,67	3,35	0,7	1,1
GSP-008-1	33,17	9,87	17,59	5,6	0,11	0,65	16,94	0,26	5,34	2,34	14,6	0,2	5,14	6,97	7,63	2,34	2,8	3,43	4,2	1,37	1,43
GSP-010-1	53,67	19,14	24,58	9,8	0,15	2,73	21,85	0,84	8,96	4,53	17,32	0,25	8,71	8,05	9,27	5,71	3	2,58	6,69	0,3	2,7
GSP-014-1	34,03	9,24	12,65	12,08	0,06	4,36	8,29	4,59	7,49	1,72	6,57	1,38	6,11	4,86	1,71	4,63	1,48	1,47	0,24	0,13	0,45
GSP-020-1	44,06	2,68	25,1	16,13	0,15	1,09	24,01	1,05	5,08	2,88	21,13	0,3	14,78	10,44	10,69	9,4	5,38	7,76	2,93	3,03	2,35
GSP-021-1	29,99	4,52	21,05	4,22	0,2	0,3	20,75	0,45	3,77	11,09	9,66	0,76	3,01	2,02	7,64	0,9	2,11	1,46	6,18	0,75	1,36
GSP-022-1	34,25	2,68	9,8	21,48	0,29	5,63	4,17	19,12	2,36	1,55	2,62	0,21	2,15	0,88	1,74	0,59	1,56	1,45	0,29	1,47	0,09
GSP-035-1	41,1	14,06	21,53	5,04	0,47	2,39	19,14	0,47	4,57	6,03	11,11	0,19	4,38	10,47	2,64	2,64	1,74	x	x	x	x
GSP-048-1	52,46	10,13	27,69	14	0,64	0,22	27,47	0,22	13,78	4,5	22,97	0,97	12,81	19,98	2,99	8,3	4,51	x	x	x	x
GSP-053-1	31,97	10,1	18,79	3	0,08	0,77	18,02	0,04	2,96	3,12	14,9	0,33	2,63	7,43	7,47	0,78	1,85	x	x	x	x
GSP-063-1	41,98	2,56	32,39	6,84	0,19	0,34	32,05	0,1	6,74	2,8	29,25	0,25	6,49	27,25	2	4,58	1,91	x	x	x	x
GSP-069-1	53,53	2,61	37,88	12,53	0,51	0,11	37,77	0,1	12,43	3,97	33,8	0,73	11,7	23,51	10,29	5,14	6,56	x	x	x	x
GSP-075-1	27,39	4,06	19,75	3,43	0,15	1	18,75	0,17	3,26	2,17	16,58	0,01	3,25	15,4	1,18	2,31	0,94	x	x	x	x
GSP-077-1	28,93	5,98	15,91	6,87	0,17	0,34	15,57	0,34	6,53	1,25	14,32	0,69	5,84	13,66	0,66	4,09	1,67	x	x	x	x
GSP-080-1	23,43	3,97	17,11	2,25	0,1	0,06	17,05	0,06	2,19	1,82	15,23	0,15	2,04	14,66	0,57	1,47	0,57	x	x	x	x
GSP-081-1	36,61	0,21	24,18	11,99	0,23	0,04	24,14	0,03	11,96	2,68	21,46	0,41	11,55	18,51	2,95	7,59	3,96	x	x	x	x
GSP-086-1	20,86	2,7	10,23	7,82	0,11	4,48	5,75	3,58	4,24	0,53	5,22	0,46	3,78	4,16	1,06	2,07	1,71	x	x	x	x
GSP-090-1	33,83	9,98	22,27	11,38	0,18	2,7	19,57	0,51	10,87	2,05	17,92	0,11	10,76	15,05	2,87	6,54	4,22	x	x	x	x
GSP-095-1	14,88	2,11	7,92	4,76	0,09	0,15	7,77	0,23	4,53	1	6,77	0,37	4,16	5,6	1,17	2,22	1,93	x	x	x	x
GSP-103-1	34,83	9,83	21,11	13,72	0,52	11,26	9,85	5,92	7,8	3,05	6,8	1,05	6,75	6,14	0,66	4,89	1,86	x	x	x	x
GSP-106-1	34,57	x	4,13	29,02	1,42	0,1	4,03	0,91	28,11	0,21	3,82	0,13	27,94	3,42	0,4	22,16	5,78	x	x	x	x

Quadro 6.3A – Peso em gramas das frações obtidas em cada etapa do fluxograma adotado no tratamento dos concentrados de bateia coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

Mineralogia	Zircão		Monazita		Cassiterita		Opacos		Leucoxênio		Turmalina		Epídoto		Limonita	
Fração / Amostra	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062	# 0,125	# 0,062
GSP-005-1	PR	C	PD	FR	TR	x	PR	TR	x	x	x	x	x	x	TR	x
GSP-008-1	C	C	FR	FR	PR	TR	PR	PR	x	x	TR	x	x	x	x	x
GSP-010-1	C	FR	FR	C	PR	x	PR	x	x	x	x	x	x	x	TR	x
GSP-014-1	PR	FR	C	C	PR	PR	C	PR	x	x	C	PR	x	TR	TR	x
GSP-020-1	C	FR	FR	C	TR	TR	PR	PR	x	x	TR	x	x	x	x	x
GSP-021-1	PR	C	x	TR	x	x	FR	C	x	x	C	PR	C	C	x	x
GSP-022-1	PR	FR	PR	PR	TR	TR	C	C	x	x	C	PR	C	x	x	x
GSP-035-1	C	FR	FR	C	TR	x	C	C	PR	TR	PR	PR	x	x	PR	x
GSP-048-1	PR	PD	PD	C	TR	TR	C	PR	PR	x	PR	PR	x	x	x	x
GSP-053-1	TR	FR	PD	PR	PR	x	TR	PR	TR	x	TR	TR	x	x	x	TR
GSP-063-1	TR	PD	FR	PR	x	TR	FR	TR	PR	x	x	TR	x	TR	PR	x
GSP-069-1	PR	FR	FR	C	PR	PR	C	TR	x	PR	TR	x	TR	TR	x	x
GSP-075-1	FR	C	C	FR	TR	TR	PR	PR	PR	PR	PR	PR	TR	x	PR	x
GSP-077-1	TR	PD	C	PR	TR	TR	C	PR	C	TR	x	TR	x	x	TR	TR
GSP-080-1	TR	PD	FR	PR	TR	TR	C	PR	C	TR	x	TR	TR	TR	TR	x
GSP-081-1	TR	FR	FR	C	x	x	C	FR	C	TR	PR	TR	x	x	x	x
GSP-086-1	C	FR	FR	C	PR	x	C	PR	PR	TR	PR	PR	TR	TR	TR	x
GSP-090-1	C	FR	FR	C	x	x	PR	PR	PR	x	PR	TR	x	PR	x	TR
GSP-095-1	C	FR	FR	C	TR	TR	C	PR	PR	PR	PR	TR	x	TR	x	TR
GSP-103-1	PR	PD	C	C	TR	x	C	TR	C	TR	TR	TR	TR	TR	C	TR
GSP-106-1	TR	FR	C	C	TR	TR	C	C	PR	TR	x	x	TR	TR	x	TR

Quadro 6.3B – Principais minerais não magnéticos ao imã de mão e não atraídos ao eletroímã 0,3 A, identificados nos concentrados de bateia de alguns dos concentrados coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP, e suas respectivas quantificações(% em volume): PD – Predominante (>90%); FR – Freqüente (50-90%); C – Comum (10-50%); PR – Presente (1-10%) e TR – Traços (<1%).

Mineralogia	Ilmenita	Magnetita	Hematita	Wolframita	Pirita
Fração Amostra	# 0,250 + # 0,062				
GSP-005-1	X		X		
GSP-008-1	X	X			
GSP-010-1	X				
GSP-014-1	X		X		
GSP-020-1	X				
GSP-021-1	X			X	
GSP-022-1	X		X	X	
GSP-035-1	X	X	X		
GSP-048-1	X				
GSP-053-1	X		X		X
GSP-063-1	X	X	X		X
GSP-069-1	X	X			
GSP-075-1	X	X			
GSP-077-1	X				
GSP-080-1	X	X	X		
GSP-081-1	X				
GSP-086-1	X				
GSP-090-1	X				
GSP-095-1	X				
GSP-103-1	X				
GSP-106-1	X				

Quadro 6.3C – Principais minerais pesados identificados nos concentrados de bateia, atraídos por imã de mão e/ou eletroímã a 0,3 A e 0,5 A, amostrados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

Amostra	Peso (g)	Grãos de cassiterita (contagem)	Porcentagem estimada em peso de cassiterita
GSP-035-1	0,45	X	X
GSP-048-1	0,39	4	0,05%
GSP-053-1	0,45	265	2,90%
GSP-063-1	0,38	1	0,01%
GSP-069-1	0,44	214	2,43%
GSP-075-1	0,4	9	0,11%
GSP-077-1	0,39	12	0,15%
GSP-080-1	0,46	10	0,11%
GSP-081-1	0,73	X	X
GSP-086-1	0,27	30	0,56%
GSP-090-1	0,41	X	X
GSP-095-1	0,43	9	0,10%
GSP-103-1	0,27	1	0,02%
GSP-106-1	0,32	3	0,05%

Nota: Estudo efetuado entre as cassiteritas mostraram que em média 40 grãos pesam $2,0 \times 10^{-3}$ gramas.

Quadro 6.4 – Resultados do teste *staining* para cassiterita, na fração - # 0,250 + # 0,062, de amostras de concentrados de bateia amostrados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

Peso do concentrado (g)	Amostra	Y ppm	Y %	Zr %	Nb ppm	Sn ppm	Sn %	La ppm	La %	Ta ppm	W ppm	Bi ppm	Th ppm	Th %
46,83	GSP-023-1	1080	x	3,3	480	520	x	1610	x	23	220	<10	1060	x
76,98	GSP-024-1	1410	x	2,4	520	80	x	2380	X	66	220	<10	1630	x
34,25	GSP-027-1	1090	x	1,7	320	176	x	4260	X	40	120	<10	2260	x
24,01	GSP-028-1	1430	x	1,1	500	328	x	>5000	1,1	86	220	<10	4070	x
31,94	GSP-029-1	2050	x	2,4	640	2440	x	>5000	0,78	230	840	<10	>5000	0,78
17,17	GSP-032-1	1770	x	0,99	600	680	x	4600	x	58	260	<10	2500	x
71,37	GSP-035-1	1660	x	2	820	1720	x	>5000	0,74	130	290	<10	4200	x
87,82	GSP-036-1	2750	x	4,5	760	440	x	>5000	0,76	150	520	<10	>5000	0,63
54,07	GSP-038-1	3940	x	1,7	1160	1200	x	>5000	2,2	270	430	<10	>5000	1,3
15,07	GSP-039-1	2020	x	1,5	760	540	x	>5000	0,68	140	380	<10	>5000	0,54
69,34	GSP-040-1	2120	x	1,5	680	900	x	>5000	1,7	170	260	<10	4140	x
91,99	GSP-045-1	1220	x	3,1	1200	304	x	4630	x	110	220	<10	3230	x
22,96	GSP-046-1	2020	x	3,1	760	500	x	4600	x	150	440	<10	>5000	0,55
28,42	GSP-050-1	4900	x	3,9	840	4160	x	>5000	1,2	80	660	<10	4300	x
33,66	GSP-051-1	>5000	0,87	2,2	1200	3860	x	>5000	3,4	230	1100	<10	>5000	0,87
150,99	GSP-053-1	>5000	0,97	0,92	1560	>5000	1,92	>5000	4,8	390	910	<10	>5000	1,1
69,32	GSP-055-1	>5000	0,64	2,4	1120	2440	x	>5000	3,2	350	920	<10	>5000	0,88
76,67	GSP-056-1	1440	x	1,2	770	600	x	>5000	1,8	180	230	<10	3390	x
72,08	GSP-057-1	1720	x	3	880	1000	x	>5000	0,57	130	380	<10	3150	x
24,31	GSP-059-1	1100	x	1,5	352	440	x	2210	x	75	250	<10	2670	x
99,07	GSP-061-1	1560	x	1,4	520	840	x	>5000	0,53	120	320	<10	4300	x
57,11	GSP-062-1	1690	x	2,3	1000	2720	x	>5000	0,86	150	480	<10	>5000	0,58
155,65	GSP-063-1	840	x	2,6	1080	1080	x	2800	x	81	320	<10	1370	x
45,88	GSP-064-1	2960	x	4,5	560	900	x	>5000	0,66	92	460	<10	3350	x
20,83	GSP-065-1	3190	x	3,9	680	960	x	>5000	0,56	92	570	<10	4400	x
59,15	GSP-066-1	>5000	0,71	3,8	1040	276	x	>5000	1,1	57	890	<10	3250	x
124,01	GSP-069-1	4250	x	3,3	860	>5000	1,08	>5000	2,4	240	1000	<10	>5000	1,1
224,41	GSP-070-1	4180	x	2,8	880	>5000	0,56	>5000	2	260	790	<10	>5000	1,1
44,52	GSP-075-1	1680	x	1,6	1020	1080	x	3850	x	78	250	<10	2150	x
84,36	GSP-077-1	730	x	2,6	920	352	x	550	x	130	200	<10	2320	x
227,19	GSP-079-1	390	x	0,64	880	264	x	1650	x	69	81	<10	520	x
49,47	GSP-080-1	750	x	1,6	1280	660	x	740	x	110	1400	<10	2020	x
298,42	GSP-081-1	910	x	5,2	640	760	x	1520	x	91	160	<10	370	x
216,39	GSP-082-1	820	x	5,9	312	232	x	970	x	34	160	<10	440	x
128,69	GSP-083-1	660	x	1,8	640	1080	x	3100	x	87	170	<10	1490	x
108,09	GSP-084-1	610	x	2	500	1760	x	3110	x	71	190	<10	1310	x
53,93	GSP-085-1	870	x	2	1120	3800	x	1550	x	110	250	<10	1690	x
63,79	GSP-086-1	1480	x	2	640	1920	x	>5000	0,93	100	550	<10	4600	x
23,31	GSP-088-1	1810	x	3	720	>5000	1,28	>5000	0,71	250	1490	<10	>5000	0,68
320,67	GSP-089-1	770	x	0,95	900	4800	x	>5000	0,77	140	770	<10	3970	x
150,86	GSP-090-1	1560	x	3	880	1180	x	>5000	1,1	180	920	<10	>5000	0,87
78,44	GSP-091-1	1000	x	2,4	1040	800	x	>5000	0,61	150	600	<10	4000	x
97,94	GSP-092-1	400	x	4,3	272	192	x	1140	x	40	57	<10	250	x
146,74	GSP-093-1	1910	x	2,1	1000	1840	x	>5000	1,2	170	300	<10	3800	x
25,85	GSP-096-1	1920	x	3,9	680	760	x	3600	x	71	330	<10	1850	x
24,15	GSP-098-1	>5000	1,1	2	1400	>5000	1,32	>5000	4,5	200	1140	<10	>5000	1,1
110,55	GSP-100-1	2440	x	2,4	1000	3040	x	>5000	0,91	100	130	<10	4040	x
5,83	GSP-101-1	100	x	0,96	200	32	x	100	x	<15	18	<10	34	x
7,42	GSP-102-1	130	x	0,78	304	84	x	180	x	<15	66	<10	71	x
114,26	GSP-103-1	940	x	1,5	480	400	x	1500	x	<15	140	<10	920	x

Quadro 6.5 – Resultados obtidos das determinações químicas dos elementos Zr, Bi, La, Nb, Sn, Y, Ta, W e Th em amostras de concentrados de bateia coletados nos domínios do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

um mineral medianamente resistente ao intemperismo e com freqüência está concentrado sob a forma de mineral detrítico em areias fluviais e marinhas litorâneas (Deer *et al., op cit.*). Está concentrada nas areias por causa de sua resistência ao ataque químico, e no concentrado de bateia devido à densidade relativamente alta, estando assim, associada com outros minerais resistentes e pesados.

Este mineral tem um significado muito importante no contexto da área estudada, onde ocorre de maneira extensiva. Todas as amostras analisadas revelaram a sua presença, conforme atestam os Quadros 6.3B.

A cassiterita (SnO_2) encontra-se normalmente em rochas ígneas ácidas, tais como granitos e microgranitos, mas é também freqüente em pegmatitos graníticos, *greisens* e filões hidrotermais de alta temperatura. Pode resultar, por vezes, da meteorização de estanita (Cu_2F e SnS_4) e da tealita ($PbSnS_2$) e aparece em pseudomorfoses de hematita e ortoclásio. O estanho xilóide é uma variedade colofórmica formada por processos secundários na zona de oxidação. A cassiterita é um mineral detrítico comum em sedimentos derivados de rochas ácidas estaníferas.

Os resultados das análises mineralógicas (Quadros 6.3B e 6.3C) e de teste *staining* (Quadro 6.4) de concentrados de bateia, coletados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú, revelaram a presença de cassiterita, em quantidades relativamente elevadas em algumas amostras, conforme apresentado abaixo.

Os resultados das determinações químicas para Sn em 50 amostras de concentrados de bateia são apresentados no Quadro 6.5, onde pode certificar-se da presença de mais de 5000 ppm de Sn nas amostras GSP-053-1 (1,92%), GSP-069-1 (1,08%), GSP-070-1 (0,56%), GSP-088-1 (1,28%) e GSP-098-1 (1,32%). Ressalta-se o fato que foi justamente nas amostras GSP-053-1 e GSP-069-1, também analisadas para cassiterita na fração - # 0,250 + # 0,052, através do teste *staining*, que foram encontrados porcentuais de 2,90% e 2,43%, respectivamente. Fato este importante no sentido de proporcionar certeza com relação a acuracidade das análises destas amostras.

A ilmenita ($FeTiO_3$) é um mineral acessório comum nas rochas plutônicas, como um produto de segregação de alta temperatura. Também ocorre em pegmatitos e nefelina sienitos. Grandes concentrações são encontradas em areias, especialmente em areias de praias. Também é encontrada em rochas metamórficas, tais como gnaisse, clorita xisto, etc. É a principal fonte de titânio (Mottana *et al.*, 1978).

A ilmenita está presente em todos os concentrados de bateia coletados junto à área estudada e analisados mineralogicamente, e na maioria das amostras constitui o mineral predominante (Quadro 6.3C). As concentrações mais significativas, entretanto são aquelas associadas às areias marinhas da Formação Cananéia, junto aos pontos GSP-081-1 e GSP-106-1.

Como minerais de titânio observa-se ainda na área ocorrência muito subordinada de leucoxênio, produto de alteração da ilmenita, que consiste de um agregado de granulação fina composto principalmente por rutilo (TiO) e parcialmente anatásio (TiO_2) ou esfênio/titanita [$CaTiO(SiO_4)$].

A Magnetita (Fe_3O_4) é comum em uma grande variedade de rochas. Freqüentemente em rochas extrusivas máficas e ultra-máficas como um produto de diferenciação durante o estágio magmático. Bastante raro em pegmatitos e veios hidrotermais. Grande quantidade é encontrada em rochas sedimentares detríticas (aluviais e areias marinhas) e em depósitos de dunas em condições desérticas Em um ambiente metamórfico ela é formada por redução da hematita derivada da dissociação de sulfetos e silicatos de ferro. Abundante em condições de metassomatismo de contato (skarn) (Mottana *et al.*, 1978).

A magnetita foi identificada em uma série de concentrados de bateia (Quadro, 6.3C), porém sempre de forma subordinada, com exceção das amostras coletadas próximas aos diques de rocha básica que cortam o Maciço Granítico Serra do Paratiú, onde se verifica uma proporção maior de magnetita nos concentrados.

A Hematita (Fe_2O_3) é um mineral amplamente distribuído em rochas de todas as idades. Forma o minério de ferro mais abundante e importante nos depósitos de BIF. Ocorre também em depósitos metamórficos de contato e como mineral acessório, nas rochas ígneas feldspáticas, tais como o granito.

A hematita, assim como a magnetita, foi identificada em uma série de concentrados de bateia (Quadro, 6.3C), porém sempre de forma subordinada.

A wolframita (Fe, Mn) WO_4 é um mineral comparativamente raro, encontrado usualmente em diques de pegmatitos e filões de quartzo de alta temperatura, associados com granitos. Mais raramente, em veios com sulfetos. O ferro ferroso e manganês bivalente substituem-se mutuamente em todas as proporções, existindo uma série completa de solução sólida entre a ferberita ($FeWO_4$) e a hubnerita ($MnWO_4$). É o principal minério de tungstênio.

A wolframita foi observada nos concentrados de bateia GSP-021-1 e GSP-022-1 (Quadro 6.4), ambos coletados no Morro Botujuru sob o domínio dos xistos conglomeráticos e metaconglomerados do Complexo Turvo-Cajati.

A pirita (FeS_2) é o mineral mais abundante do grupo dos sulfetos e a sua ocorrência é vasta. É comum em rochas plutônicas, vulcânicas, sedimentares e metamórficas (Mottana *et al*, 1978).

No âmbito da área estudada a pirita foi detectada nas amostras de concentrado de bateia GSP-053-1 e GSP-063-1 (Quadro 6.3C), sendo esta última coletada nas proximidades onde foi caracterizado afloramento de *greisen* (GSP-089-3) com disseminação de pirita e calcopirita, objeto de estudo petrográfico e através de secção polida.

Como resultado dos trabalhos de campo e laboratoriais, já discorridos em tópicos anteriores desta dissertação, pode-se afirmar que a possibilidade de se bloquear alguma concentração econômica dos minerais acima, na área estudada, é muito remota. A despeito de algumas destas ocorrências serem cientificamente muito interessantes.

6.9 Considerações Finais Acerca dos Sedimentos de Corrente e Resultados Obtidos.

Em um trabalho de prospecção mineral, as análises dos sedimentos de corrente, correspondem à primeira fase da prospecção geoquímica. As amostras a serem analizadas sofrem um ataque com ácidos para se dar à abertura das amostras para as análises pertinentes. No caso da presente pesquisa, foi adotado para o ataque das amostras de sedimento de corrente, um ácido forte, ou seja, a Água Régia. Nesta fase da pesquisa, o enfoque é detectar tanto o halo geoquímico primário como o halo geoquímico secundário das mineralizações.

As anomalias detectadas através das análises acima são objeto de checagem de campo, e caso corresponda a indícios importantes de mineralizações, as alíquotas das amostras de sedimento de corrente correspondentes a estas zonas anômalas, mantidas até então arquivadas, são analisadas, sofrendo agora um ataque com um ácido fraco conhecido pela sigla EDTA (*Ethylene Diamino Tetracetic Acid*). Por ser um ácido fraco o mesmo apenas extrai aqueles elementos que se encontram adsorvidos na superfície dos grãos do sedimento analisado. Portanto estas análises tendem a enfocar apenas os halos geoquímicos secundários das mineralizações. Esta segunda bateria de análises objetiva a confirmação ou não das anomalias identificadas através das análises procedidas após terem sofrido ataque com água régia. E isto

só é feito quando, além das anomalias propriamente ditas, há indícios consistentes de campo, de possíveis mineralizações, que venham justificar o prosseguimento da pesquisa.

Como durante os trabalhos de rastreamento em campo das anomalias identificadas através do tratamento estatístico dos resultados analíticos obtidos nesta primeira fase da prospecção geoquímica, que permitiram a elaboração do Mapa de Zonas Geoquimicamente Anômalas no domínio do Granito Serra do Paratiú (Mapa 2, anexo), detectou-se apenas uma única mineralização de sulfeto, junto à Zona Anômala nº 7, de pouco significado para justificar o prosseguimento dos trabalhos de pesquisa junto ao Maciço Granítico Serra do Paratiú, por conseguinte os trabalhos de pesquisa no âmbito deste Maciço foram suspensos.

Em conseqüência disto a segunda bateria de análises a serem feitas nas alícotas de sedimentos de corrente, mantidas arquivadas, não foi efetuada. Estas alícotas que deveriam sofrer ataque com ácido fraco (EDTA), a fim de caracterizar possíveis halos geoquímicos secundários, não foram efetivadas.

Neste contexto, o ataque das amostras por água régia, não permite a distinção se a anomalia geoquímica é devida a halo geoquímico primário ou halo geoquímico secundário. Entretanto, sabe-se com certeza que tal ataque libera elementos do retículo cristalino de vários minerais formadores de rochas e acessórios.

Considerando o acima exposto e analisando os resultados obtidos do levantamento geoquímico efetuado junto ao Maciço Granítico Serra do Paratiú, que consubstanciam o Quadro 6.2 e o Mapa de Zonas Geoquímicas (Mapa 2, anexo), apenas a Zona Anômala de nº 7 se destaca. Trata-se de uma zona com valores anômalos para Li, F, Bi, Sn, Cu, Zn e está associada a uma mineralização detectada. Não obstante, trata-se apenas de uma ocorrência de sulfetos em zona greinzenizada, junto à estação GSP-089-3.

Em todas as demais zonas anômalas caracterizadas na área estudada foram, como dito acima, checadas em campo, e nenhum indício de mineralização foi evidenciado.

Assim sendo para explicar as anomalias geoquímicas anômalas caracterizadas no âmbito do Maciço Granítico Serra do Paratiú, permite considerar as seguintes hipóteses possíveis:

- Que estas zonas anômalas seriam zonas do Granito metassomatizado, portadoras de elementos capazes de produzirem anomalias geoquímicas. Porém, estas anomalias não se mostraram significativas, ou seja, não correspondem a depósitos minerais.

- Que estas zonas anômalas representariam a concentração de minerais acessórios ou mesmo formadores de rochas nos sedimentos coletados, que devido à intensidade do ataque para abertura (com água régia) da amostra no processo de análise geoquímica, liberaram elementos do retículo cristalino. Elementos como Cu, Pb e Zn, normalmente estão em inclusões de sulfetos e no interior de biotitas de granitos reduzidos. O Pb é também incorporado em feldspatos potássicos e principalmente em zircão. O Sn é um elemento normalmente incorporado em ilmenita, magnetita, zircão, monazita e titanita que são minerais acessórios cafêmicos sequestradores de Sn no estágio magmático.

Do exposto acima conclui-se que do ponto de vista do levantamento geoquímico, o Granito Serra do Paratiú não corresponde a um alvo merecedor de maiores investigações enfocando mineralizaçõe granófilas.

CAPÍTULO 7

CARACTERIZAÇÃO DO TIPO E METALOGÊNESE DO GRANITO SERRA DO PARATIÚ

7.1 Caracterização do tipo do Granito Serra do Paratiú

O Maciço Granítico Serra do Paratiú constitui-se de um corpo de dimensão de stock, de forma levemente ovalada, com aproximadamente 100 Km^2 de área, dos quais 30% acham-se encobertos por sedimentos holocênicos. Trata-se de um corpo circunscrito, muito homogêneo, onde predominam os termos petrográficos caracterizados como biotita monzogranito (biotita-granito 3b), porfirítico, de cor cinza claro e, muito subordinadamente, por biotita sienogranito (biotia-granito 3a).

Amostras do Granito Serra do Paratiú, plotadas no gráfico de saturação de alumina de Shand (1947), enquadram este Granito no limiar dos granitos metaluminosos e peraluminosos, já que das seis amostras deste granito com determinações geoquímicas, algumas se revelaram metaluminosas, enquanto que as outras se revelaram peraluminosas. A amostra representada pelo valor médio dos óxidos considerados neste diagrama (Al_2O_3, CaO, K_2O e Na_2O), revelou-se fracamente peraluminosa.

O Granito Serra do Paratiú é caracterizado como do tipo *subsolvus* (Tuttle e Bowen, 1958), e no diagrama triangular AFM [Fe – (Na+K) – Mg], este granito coloca-se nos termos finais da série cálcio-alcalina (Bonin, 1982).

Utilizando-se a razão ternária Rb-Ba-Sr proposta por Turekian e Wedepolhl (1961) *in* El Bouseily e El Sokkary (1975), o Granito Serra do Paratiú é caracterizado como um granito normal à fortemente diferenciado. Enquanto que no diagrama K_2O+Na_2O versus K_2O/Na_2O+K_2O x 100, de Barker (1985), as seis amostras de rocha do Granito Serra do Paratiú se posicinam no campo dos granitos inalterados.

Na interpretação petrogenética das séries granitóides, com base na classificação de Batchelor e Bowden (1985), estas mesmas rochas do Granito Serra do Paratiú se posicinam no campo dos granitos sin-colisionais ou de fusão crustal. Que em termos de duração representariam o intervalo de tempo de um evento completo de colisão de placas.

Utilizando-se de elementos traços, particularmente Rb, Y, Nb e Ta, propostos por Pearce *et al.* (1984), para a discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas, coloca

o Granito Serra do Paratiú como intraplaca. Enquanto que utilizando-se dos parâmetros propostos por Harris *et al.* (1986) este Granito se coloca no campo dos granitos do grupo III, que são granitos tardi a pós-colisionais.

Quanto à razão Na_2O/K_2O, utilizada por White e Chappel (1983), para diferenciar granitos dos tipos I, S e A, procedentes de Lachlan Fold Belt (Austrália), o Granito Serra do Paratiú cai no campo dos granitos tipos A e I, por apresentar altos conteúdos, tanto em Na_2O, como em K_2O.

Com base no diagrama Zr+Nb+Ce+Y versus FeO/MgO e $(K_2O+Na_2O)/CaO$, Whalen *et al* (1987), as amostras do Granito Serra do Paratiú se posicionam no campo dos granitos tipo A.

Em uma comparação entre as médias de análises químicas de granitos dos tipos I, S e A (White e Chappel, 1983) (Tabela 5.3), verifica-se uma grande semelhança química do Granito Serra do Paratiú com os granitos tipo A.

Através das curvas de terras raras das amostras do Granito Serra do Paratiú, normalizadas para condrito (Boynton, 1984), verificam-se elevados teores de terras raras leves e depleção em Eu, o que o caracteriza como um granito do tipo A diferenciado.

O Granito Serra do Paratiú faz parte de um conjunto com mais de duas dezenas de corpos graníticos que Kaul (1984, 1997) agrupou sob a denominação Suíte Intrusiva Serra do Mar (SISM). Os granitóides desta Suíte, segundo este autor, apresentam caráter anorogênico, pós-colisionais, formados justo após colisões continentais relacionados ao processo de aglutinação do Megacontinente Gondwânico, em ambientes distensional, intraplaca, cujo magmatismo granítico apresenta idades radiométricas próximas de 580 ± 20 Ma.

Kaul e Cordani (1994), baseados, sobretudo, nos aspectos composicionais dessas massas graníticas, que compõem a SISM, definiram como de tipo "anorogênico precoce", que representam uma transição de condições pós-orogênicas para condições francamente anorogênicas.

Tendo em conta os dados de campo, que mostram que o Granito Serra do Paratiú é isótropo, circunscrito e totalmente discordante das encaixantes, a lógica geológica permite enquadrá-lo no espectro que abrange os granitos pós-tectônicos até os granitos anorogênicos. Obviamente que do ponto de vista temporal, resta a questão de se saber quanto pós-orogênico deve ser um granito para ser considerado anorogênico. Pois do ponto de vista geoquímico, a composição final do granito vai depender da sua história magmática, ou seja, da natureza de

seu protólito e das interações com as encaixantes através da sua trilha de ascensão até o seu posicionamento final na crosta.

Nesta situação, os dados e gráficos petroquímicos referentes ao Granito Serra do Paratiú, apresentados em tópico anterior, apesar de alguns pontos contraditórios, mostram que na grande maioria, os resultados geoquímicos colocam-no nos campos de granitos tipo A e granitos tardi a pós-magmático.

Neste contexto, tendo em conta à literatura pertinente ao assunto, destaca-se a proposição de Kaul (*op. cit.*) e Kaul e Cordani (*op. cit.*), que consideram o referido Granito como anorogênico precoce.

7.2 Metalogênese do Granito Serra do Paratiú

Para ocorrer uma mineralização faz-se necessário que se disponha de uma fonte que forneça a substância útil, um transporte eficiente e um local / ambiente para a sua deposição concentrada (Routhier, 1980).

A concentração da substância mineral se faz em porções mais restritas do ambiente de deposição, em conseqüência da ação de fatores que, agindo como armadilhas, favorece naquele local, sua maior concentração em relação ao resto do ambiente de deposição.

Depósitos primários de Sn necessitam de uma concentração da ordem de 2000 vezes, pois o Sn tem o seu Clarke em 2,3 ppm. Os processos geradores de depósitos de Sn deverão ser muitos eficientes. Obviamente, terão maior rendimento e eficiência partindo de fontes previamente enriquecidas (Bettencourt e Moreschi, 2000). Neste aspecto, quanto maior for o tempo de atuação dos processos concentradores mais eficientes eles serão. Isto implica, a presença no magma de elementos retardadores da solidificação, como o F e o B (Strong, 1988). Estes elementos são extremamente importantes para uma concentração mais eficiente. Deve-se considerar a concentração que ocorre durante o processo de posicionamento do corpo granítico na crosta até a cristalização total. Uma fase de concentração magmática permite o aparecimento de granitos especializados; enquanto que o aparecimento de uma fase fluida representa a concentração hidrotermal, isto é, aquela responsável pela mineralização.

O enriquecimento da fonte, em termos de rochas graníticas, pode ocorrer por vários processos: baixa fusão parcial; alta taxa de cristalização fracionada; interação magma/encaixante; e, a riqueza herdada do protolito que originou o magma.

O conteúdo de água em magmas graníticos está na faixa de 2 a 4 %. Os granitos são insaturados até atingirem cerca de 10 km da superfície da terra, e, serão eventualmente saturados à medida que se aproximam da superfície. A evolução de uma fase aquosa é condição *sine qua non* para o aparecimento de mineralização (Meinert, 1993).

Para magmas que foram bastante cristalizados antes que a saturação acontecesse, elementos como o Sn e outros (*e.g.* W, Cu, Au, U, etc) podem ser sequestrados dentro de minerais magmáticos precoces (ilmenita, magnetita, zircão, titanita e andradita) e conseqüentemente, serem depletados em fluidos hidrotermais tardi-magmáticos e pós-magmáticos, caso estes minerais sejam refratários e não cedam estes elementos para os fluidos.

O *timing* de separação do fluido do magma (*second boiling*) é uma variável crítica em relação à salinidade total da fase fluida, bem como, da habilidade de transportar metal deste fluido hidrotermal. Separação em fase precoce da seqüência de cristalização de um magma resultará em fluido hidrotermal relativamente diluído, o qual pode causar alterações generalizadas com mineralização esparsa e de baixo teor (Meinert, *op. cit*).

Em relação ao Granito Serra do Paratiú os dados disponíveis mostram que o mesmo não é um granito geoquimicamente especializado (teor em rocha total é menor que 5 ppm de Sn) (Tischendorf, 1977). Neste aspecto, é possível inferir que o seu protolito não era enriquecido ou já era depletado em Sn. A descrição das lâminas petrográficas e a assembléia de minerais pesados em concentrados de bateia mostram a presença marcante de ilmenita, magnetita, zircão, monazita e titanita que são minerais acessórios cafêmicos sequestradores de Sn no estágio magmático.

Com base nos fatos observados e os parâmetros conceituais elencados acima, pode-se concluir que o Granito Serra do Paratiú corresponde a um corpo granítico estéril para depósitos de Sn e W. A distribuição generalizada de minerais cafêmicos, sequestradores de F para fases cristalinas (apatita, biotita); assembléia de minerais acessórios dominados por ilmenita e magnetita, que são fases mineralógicas capazes de sequestrarem Sn e W do magma nos estágios magmáticos precoces, sendo, portanto refratários à ação de fluidos hidrotermais tardi e pós-magmáticos, prejudicando a concentração hidrotermal destes elementos. Adicionalmente, a textura porfirítica do granito (Meinert, 1993), sugere que a separação da fase fluida ocorreu precocemente, quando o plúton ainda não havia atingido um alto grau de cristalização. Nesta condição, os fluidos são diluídos e em pequena quantidade, não são

capazes de gerar mineralizações, mas tão somente alterações metassomáticas incipientes, como as constatadas por estudos petrográficos nas rochas do Granito Serra do Paratiú.

As anomalias geoquímicas de sedimentos de corrente, numa primeira avaliação, insinuam-se como um paradoxo, pois o granito estéril mostra várias zonas anômalas para Sn e outros elementos como Cu, Zn e Pb. Entretanto, em termos de Sn, considerando os minerais pesados dos concentrados de bateia, onde desponta a associação ilmenita, magnetita, zircão, monazita e titanita, que são minerais que possuem Sn na rede cristalina, pode-se perceber que estes minerais estão concentrados nos sedimentos de corrente e consequentemente podem fornecer anomalias de Sn, sem que isto represente qualquer mineralização.

Uma indicação positiva em termos de mineralização, deveria ser acompanhada pela presença de cassiterita em quantidade notável nos concentrados de bateia, o que não existe nos estudos dos minerais pesados. Em relação aos outros elementos como Cu, Zn e Pb, a situação se insinua semelhante. De acordo com Beus e Grigorian (1977), biotita e outros minerais frequentemente contêm inclusões extremamente pequenas de sulfetos que podem incorporar significantes quantidades de metais base. Os sulfetos magmáticos estão presentes em muitas rochas ígneas e aparecem particularmente abundantes em plútons reduzidos. Além das inclusões, pode-se citar que os feldspatos-K e o zircão carregam a maioria do Pb de rochas ácidas. Neste contexto, dependendo da abertura que se usa para a análise das amostras, pode-se extrair os elementos incorporados nos retículos cristalinos de minerais formadores da rocha e minerais acessórios e consequentemente obter-se valores anômalos, através do tratamento estatístico, que na prática não estão associados com mineralização, são, portanto anomalias não significativas.

Em resumo o Granito Serra do Paratiu corresponde a um granito estéril do ponto de vista de exploração mineral, e deve a sua esterilidade a um conjunto de situações desfavoráveis, tais como: ausência de um protólito enriquecido em metal; não desenvolvimento de uma fase de pré-concentração durante a evolução magmática; presença de um conjunto de minerais acessórios cafêmicos e sequestradores de metal na fase magmática precoce (ilmenita, magnetita, etc); liberação precoce da fase aquosa, prejudicando qualquer compensação e sucesso de concentração de caráter hidrotermal.

CAPÍTULO 8

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Foram identificados na área mapeada, objeto desta dissertação, as seguintes unidades geológicas:

- Coberturas Sedimentares Holocênicas.

  Sedimentos de origem continental, marinha e mista.

- Grupo Mar Pequeno (Plio-Pleistoceno).

  Formação Cananéia e, pontualmente, Formações Pariqüera-Açu e Ilha Comprida. Esta última não cartografada na escala 1: 38.500, adotada no Mapeamento Geológico.

- Diques de Microgabro (Juro-Cretáceo).

  Relacionados a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1973) ou Evento Tectônico Magmático Sul-Atlantiano (Schobbennhaus *et al,* 1984).

- Maciço Granítico Serra do Paratiú - GSP (Neoproterozóico - Eopaleozóico).

  Pluton com dimensão de *stock*, de forma levemente ovalada, com aproximadamente 100 Km^2 de área, dos quais 30% acham-se encombertos por sedimentos holocênicos. Trata-se de um corpo circunscrito, petrograficamente muito homogêneo, constituído basicamente por biotita monzogranito porfirítico, acinzentado, intrudito nos metamorfitos do Complexo Turvo-Cajati. O seu posicionamento (*emplacement*) deu-se de forma passiva, já que a intrusão não ocasionou pertubações estruturais relevantes nas encaixantes. O contato, no geral, é normal, localmente, entretanto, verifica-se contato tectônico através de falhas normais. A presença pontual de biotita-cordierita *hornfels* denota que o granito, durante a intrusão, ocasionou metamorfismo de contato nas rochas encaixantes.

- Complexo Turvo-Cajati (Paleoproterozóico).

  Constituído basicamente por filitos, metargilitos, xistos finos, xistos conglomeráticos e metaconglomerados. Metamorfismo fácies xisto-verde. Próximo ao contato com o GSP, ocorre, localmente, *hornfels*.

A integração dos estudos geológicos, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e petroquímicos possibilitou a formulação de algumas hipóteses quanto à natureza e ambiente tectônico do Granito Serra do Paratiú. É verdade que os dados destes estudos nem sempre são concordantes, e por vezes são até contraditórios. No entanto, acreditamos que estes dados fornecem informações suficientes para um enquadramento tectônico e avaliação metalogenética deste plutonito.

Estes estudos permitiram as seguintes conclusões sobre o Granito Serra do Paratiú (GSP):

- O *pluton* GSP caracteriza-se petrograficamente por biotita monzogranito porfirítico, de cor cinza clara e, muito subordinadamente, por biotita sienogranito.

- O GSP é um *pluton* fracamente peraluminoso; do tipo *subsolvus* e que se coloca nos termos finais da série cálcio-alcalina.

- Os dados petroquímicos permitem posiciona-lo na classe dos granitos pós-colisionais, variável de pós-tectônico a anorogênico ("anorogênico precoce"). Com dados composicionais relativos a alguns elementos (Y, Nb, Rb, Zr) e óxidos (SiO_2, K_2O) que permite visualizá-lo ora como do tipo I reduzido e ora como do tipo A formado por fusão da crosta inferior, altamente fracionada, à semelhança do que ocorre com os granitos australianos *Ackley* e *Sandy Cape*, cujas características geoquímicas são compatíveis com os granitos do tipo A, mas geológica e petrograficamente são, respectivamente, granitos do tipo I e S (Whalen *et al.* 1987). A hipótese de que o GSP seja pós-tectônico é reforçada pelas evidências de campo (forma do corpo, metamorfismo de contato) e petroquímicas.

- A presença de rochas graníticas, em superfície, afetadas pelo processo de microclinitização precoce (feldspatização potássica), permite supor que as porções apicais do GSP, que são regiões preferenciais para a acumulação de metais, já foram erodidas. Beus e Zalashkova (1964) sugerem profundidades de 150 a 180 metros até a crista do granito para as regiões mais afetadas pela feldspatização sódica tardia – que se revelou ausente no GSP. Esta ausência indica que o nível de erosão do GSP acha-se avançado.

- As características geoquímicas do GSP colocam-no ora como granito normal, ora como granito precursor, que corresponde a uma geração que antecede a geração portadora de mineralização, e, raramente, se aproxima das médias de granitos especializados.

- Os teores dos elementos Terras Raras Leves elevados e a moderada depleção de Európio caracteriza o GSP como pouco diferenciado.

- O estudo comparativo entre as curvas das Terras Raras normalizadas a condrito, do GSP, com aquelas apresentadas por Keqin *et al.* 1984, permite enquadra-lo como pertencente à série Transformação, ou seja, que apresenta vocação para mineralizações em *greisens.*

- Quanto às ocorrências minerais associadas ao GSP destaca-se a de sulfeto associada a sericita-quartzo *greisen* (pirita e, subordinadamente, calcopirita) em zona de falha em meio ao Maciço (*endogreisen*). Trata-se de ocorrência, pontual, de pequena dimensão que não justificam estudos de mais detalhe (complementares) com objetivos de se avaliar o seu potencial econômico.

Quanto às associações geoquímicas que definem as Zonas Anômalas junto ao GSP, caracterizadas pelo tratamento estatístico dos dados obtidos das análises de sedimentos ativos de corrente (Mapa 2, Quadro 6.2), foram objetos de estudos de detalhe no sentido de se fazer uma avaliação de cada uma delas. Desta maneira, rastreou-se em campo possíveis evidências que pudessem justifica-las, contudo, não se encontrou nenhum indício de mineralização que

as justificassem. Em função disto estas zonas anômalas foram interpretadas da seguintes maneira:

- Que estas zonas geoquimicamente anômalas, que são relativamente fracas, indicam prováveis zonas do granito metassomatizado, de forma incipiente, somente detectadas em nível de microscopia, porém portadoras de elementos capazes de produzirem anomalias geoquímicas. Entretanto, não significativas, portanto não correspondem a depósitos minerais.

- Que estas zonas anômalas representariam a concentração de elementos metálicos nos minerais formadores de rochas e/ou acessórios, que ocorrem nos sedimentos de corrente coletados, e que devido à intensidade do ataque - com água régia -, para a abertura das amostras no processo de análise geoquímica, liberaram estes elementos do retículo cristalino. Elementos como o Cu, Zn e Pb normalmente estão em inclusões de sulfetos e no interior de biotia nos granitos reduzidos. O Pb é também incorporado em feldspatos potássicos e principalmente em zircão. O Sn é um elemento normalmente incorporado em ilmenita, magnetita, zircão, monazita e titanita que são minerais acessórios seqüestradores de Sn no estágio magmático precoce.

Do exposto acima conclui-se que do ponto de vista do levantamento geoquímico, o GSP não corresponde a um alvo merecedor de investigações complementares enfocando mineralizações granófilas. O GSP do ponto de vista de exploração mineral para minerais metálicos corresponde a um corpo estéril.

A não constatação de mineralizações importantes associadas ao GSP pode ser explicada pelas seguintes razões:

- Ausência de um protólito enriquecido em metal e baixa evolução do granito.

- Não desenvolvimento de uma fase de pré-concentração durante a evolução magmática.

- Presença de um conjunto de minerais acessórios tais como: ilmenita, magnetita, zircão, monazita e titanita, seqüestradores de metal na fase magmática precoce.

- Liberação precoce da fase aquosa, prejudicando qualquer compensação e sucesso de concentração de caráter hidrotermal.

- Riqueza em minerais cafêmicos sequestradores de F para fases cristalinas (apatita, biotita). Desta forma se impediria que os elementos F e B, que são rebaixadores da temperatura do *solidus*, atuassem como elementos retardadores da solidificação do magma.

- Adicionalmente, a textura porfirítica do granito, sugere que a separação da fase fluida ocorreu precocemente, quando o *pluton* ainda não havia atingido um alto grau de cristalização. Nesta condição, os fluidos são diluídos e em pequena quantidade, não são capazes de gerar mineralizações, mas tão somente alterações metassomáticas incipientes, como as constatadas nas rochas do Granito Serra do Paratiú.

Destaca-se, de toda maneira, que tudo indica que as porções apicais do GSP, que representam regiões preferenciais para a acumulação de metais, já foram erodidas, portanto, qualquer eventual mineralização associada à cúpula deste Granito já teria sido erodida.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Bol. Div. Geol. Min.**, 241. DNPM. Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K., 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of Amazon River. *In*: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Eds). **The ocean basins and margins**. New York, Plenum. v.1: 411-446.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B., 1976. The upper precambrian of South América. **Bol. IG-USP**, São Paulo, 7: 45-80.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R., 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. **Rev Bras. Geociências**, 28 (2):135-150.

ANDRADA E SILVA, A. C. G., 1990. **A Jazida de Barita de Água Clara no Âmbito do Pré-Cambriano do Vale do Ribeira, Estado do Paraná**. Tese de doutoramento. Inst. Geociências. USP. 204 pp. São Paulo. Brasil.

ANDRADE E SILVA, A. C. G.; VENUSSO, G. C., 2000 **Base metal ore deposits in the Ribeira district, Brazil.** IUGS -31ST International Geological Congress, Rio de Janeiro. Abstracts proceedings.

ANGULO, J. A.; LESSA G. C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology** 140. p. 141-166.

BAILEY, D. K., 1982. Mantle metassomatism-continuing chemical change within the Earth. **Nature**, 269 (8): 525-530.

BARBARIN, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, 46: 605-626.

BARKER, J. H., 1985. Rare-earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. **Mineral Magazine**, 49: 107-115.

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chem. Geol.**, 48: 43-55.

BATOLA 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. J.; TOSDAL, R.; LEITE JR, W.B.; PAIOLA, B. L., 1995 – Overview of the rapakivi granites of Rondonia Tin Province (RTP). *In* : SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, Brazil, 1995. **Excursion Guide**... Belém, Brazil, International Geological Correlation Programme (IGCP Project 315).

BETTENCOURT, J.J.; MORESCHI, J.B., 2000. Recursos Minerais. *In*: **Decifrando a Terra**. Organizadores Wilson Teixeira *et al.* São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

BEUS, A. A.; ZALASHOVA, N. Y., 1964. Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. **Inter. Geol. Rev.**, 6(4): 668-681.

BEUS, A. A; GRIGORIAN, S V., 1977. **Geochemical Exploration Methods For Mineral Deposits.** (Ed) A. A. LEVINSON. Applied Publishing Ltda. Wilmette, Illinois, USA. 287 pp.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R., 1965. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. **Bol. Paran. Geogr.**, Curitiba, (16/17):153-197.

BIONDI, J. C., 1986. **Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática**. T. A Queiroz / CBMM. 602 pp.

BOIN, M. N.; SILVA, R. B.; MELLO, I. S. C., 1982. Mineralizaões polimetálicas hidrotermais associadas aos granitóides alcalinos Mandira – SP. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. **Anais**... Salvador, SBG, v.3, p. 945-956.

BONIN, B., 1982. **Les granites des complexes annulaires**. Orléans, BGRM., 183 pp. (Manuels et Méthodes n°4).

BONIN, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. **Geol. J**. 25: 261-270.

BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; LENHARO, S. L. R., 1999. **Depósito Associados ao Magmatismo Granítico**. Apostila do Curso de Aperfeiçoamento: Metalogênese de Depósitos Magmáticos Aplicada à Exploração Mineral. Módulo 2. PADCT-CAPES / Universidade de Brasília. Brasília - DF. 369 pp.

BOWDEN, P.; KINNAIRD, J. A., 1984. Geology and mineralization of the Nigerian Anarogenic ring complexes. **Geol. Jb**., 856 1-68.

BOYNTON, W. V., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: **Rare Earth Element Geochemistry** (P. Hendersen, ed.). Elsevier, New York (63-114).

CAMPAGNOLI, F., 1996. **Considerações sobre a geologia da Seqüência Turvo-Cajati, naregião do alto Rio Jacupiranguinha**, SP. Dissertação de Mestrado - IG-USP, 77 pp.

CAMPOS NETO, M C., 1983. Os gnaisses do alto rio Jacupiranguinha e os xistos Cajati: relações estruturais e estratigráficas. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. **Atas...** São Paulo, SBG, p. 91-102.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. **Pacific Geol.**, Tokyo, 8: 173-174.

CHATTERJEE, A. K.; MUECKE, G. K., 1982. Geoquimistry and the distribution of uranium and thorium in the granitoid rocks of the South Montain Batholith, New Scotia: same genetic and exploration implication. *In*: **Uranium in granites**. Ed. Maurice, Y. T. Procedings of a workshop held in Ottawa, Ontário, 1990. Paper 81-23, p. 11-17.

CHIODI FILHO, C., 1984. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense – Grupos Açungui e Setuva. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 5: 2394-2406.

CHOUDHURI, A., 1997. **Geoquímica para graduação**. Ed. Unicamp. Campinas, SP. 93 pp.

CLARKE, D. B., 1992. **Granitoid Rocks**. Topics in the Earth Sciences. 7. Chapman & Hall. London. 283 pp.

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.

COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS (CPRM), 1987. **Mapa de Contorno Radiométrico** (contagem total) da Folha SG-23-V-A (1:250.000). Projeto São Paulo – Rio de Janeiro.

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 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 Eldorado, S. P. *In*; CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, **Anais...**, São Paulo, 1971. v. 1, p. 103-104.

DARNLEY, A. G., 1982. Hot granites: same general remarks. *In*: **Uranium in granites**. Proceedingsof a workshop held in Ottawa, Ontário, 1990. Paper 81-23, p. 1-10.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; J. ZUSSMAN., 1981. **Minerais constituintes das rochas – uma introdução.** Edição da Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. Portugal. 558 pp.

DE LA ROCHE, H. *et al*, 1980. A Classification of vulcanic and plutonic rocks usind R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationschips with current nomenclature. **Chem. Geol.**, 29: 183-210.

DE LA ROCHE, H., 1986. Classification et nonmenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systematic quantitative, tipologie d'usage et modélisation génétique. **Bul. Soc. Géol. France** 2: 337-353.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL (DNPM), 1979. **Geoquímica Regional no Centro-Oeste do Brasil (Fase Brasileira)**. Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC). Relatório n 7, Goiânia, 189 pp.

DERRÉ, C; ROGER, G., 1984. Filons à etain- tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de Recherche. **Chron. Rech. Min**., n° 475,p. 35-50.

DIDIER, J.; LAMEYRE, J., 1969. Les granites du Massif Central Français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites. **Contr. Min. Petrol.,** 24: 219-238.

DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; LAMEYRE, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of the enclaves. **Journ. Volc. Geotherm. Res**., 14: 125-132.

EL BOUSEILY, A M.; EL SOKKARY, A. A., 1975. The relation between Rb, Ba And Sr in granitic rocks. **Chem. Geol**., 16: 207-219.

FIGUEIREDO, B. R., 2000. **Minérios e Ambiente**. Ed. Unicamp. Campinas, SP. 401 pp.

FOERSTER, H. J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBUL, R. B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneus rocks. **Lithos**. 40: 261-293.

GARRET, R. G., 1969. The determination of sampling and analytical errors in exploration geochemistry. **Econ. Geol**. 64: 568-569; 68: 282-283.

GORAIEB, C. L.,1995. **Aspectos geológicos e metalogenéticos do maciço Correas.** Dissertação de Mestrado - IG-USP, 145 pp.

GORAIEB, C. L., 2001. **Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W+Zn, Cu, Pb) Correas, Ribeirão Branco (SP)**. Tese de doutoramento. Inst. Geociências, USP, 215 pp., São Paulo, Brasil.

GORAIEB, C. L; MELLO, I. C. S.; SILVA, R. B., 1987. Geologia e prospecção da área do Bairro dos Correas, município de Ribeirão Branco (SP). *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. **Atas...** Rio Claro, SBG, v.2. p.491-502.

HARKER, A., 1909. **The natural history of igneous rocks**. London, Metheuen, 384 pp.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A; TINDLE, A G., 1986. Geoquimical characteristics of Collision-zone magmatism. *In*: COWRD, M. P.; RIERS, A C. (eds). **Collision tectonics.** Oxford. Geolog. Soc. Sp. Public. n°. 19, p. 67-81.

HASUI, Y., 1986. **Novo Modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo**. 67 pp. (IPT. Relatório n° 23.742).

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A. M., 1975. The Ribeira folded Belt. **Rev.Bras. Geoc**., 5 (4): 257-267.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A., 1978. Os granitos e granitóides da região de dobramento Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. **Anais...** Recife, SBG. V.6, p.2594-2608.

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.**Texto explicativo do Mapa geológico do Estado de São Paulo**, IPT / PRÓ-MINÉRIO. v. 1, p.12-45.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A F., 1984. Província Mantiqueira, setor central. *In:* ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (eds). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo.Ed. Edgard Blücher. p. 308-344.

HEDBERG, H. D., 1977. **International Stratigraph Guide**: John Wiley e Sons. Inc., 200 pp., EEUU da América do Norte.

HOEL, P. G., 1961. **Estatística Elementar**. Ed. Fundo Cultura. Rio de Janeiro. 3ª ed. 312 pp.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE), 1977. **Geografia do Brasil; região sudeste**. Rio de Janeiro. v. 3.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1981 a. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**, escala 1:1.000.000. São Paulo, DMGA .1 v. (IPT Monografias, 5). (Publicação IPT nº 1183).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1981 b. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo,** escala 1: 500.000. São Paulo. 2 v (IPT, Monografia 6).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1981 c. **Avaliação preliminar das potencialidades minerais das rochas granitóides da Estado de São Paulo**. São Paulo.3 v. (IPT. Relatório nº 15.982).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1982 a. **Modelos Metalogenéticos e possibilidades de mineralização no Pré-Cambriano do Estado de São Paulo**. São Paulo. 1 v. (IPT. Relatório nº 17.818).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1982 b. **Avaliação das mineralizações de metais bases nos granitos Mandira – fase de semidetalhe e Ariri** – fase preliminar. São Paulo. 1 v. (IPT. Relatório nº16.697).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1984 a. **Definição de ocorrência de mineralizações polimetálicas nos granitos Mandira** – avaliações de suas potencialidades – Fase de detalhe e semidetalhes. 6 v. (IPT. Relatório n º 20.187).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1984 b. **Pesquisa mineral de porção da Fazenda São Pedro; Serra do Cordeiro-Município de Cananéia.** São Paulo. 1 v. (IPT Relatório nº 20.960).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1984 c. **Projeto Geoquímica Regional: Avaliação de anomalias** – Folha Ilha de Cananéia. São Paulo, DMGA/PRÓ-MINÈRIO/SICCT. v.19. (IPT Relatório nº 20.264).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1985 a. **Definição do potencial das mineralizações de cassiterita e metais base no maciço granitóide Mandira.** São Paulo. 1v.(IPT Relatório nº 22.711).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1985 b. **Avaliação preliminar do potencial mineral do maciço granítico Guaraú-SP.** São Paulo 1v. (IPT. Relatório 22.578).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1986. **Definição de modelos petrogenéticos para o maciço Mandira e Guaraú, SP**. São Paulo. 3v. (IPT Relatório nº 24.337).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT), 1988. **Avaliação do Potencial mineral do maciço granítico Cordeiro.Cananéia (SP)**. São Paulo. 2v. (IPT Relatório nº 26.444).

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

ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks. **Mining Geology**. 27: 293-305.

ISHIHARA, S., 1981. The granitoid series and mineralization. **Econ. Geol.**, Volume do 75º aniv., p. 458-484.

ISLLER, R. S., 1984. **Granitos e granitóides da região sul**. Florianópolis: Projeto RADAMBRASIL. 51 p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 656-G)

ISSLER, R. S.; FREIRE, F. A., 1985. A diversidade dos granitos de região sul do Brasil. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., Florianópolis, 1985. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia. 506 p., p. 89-101.

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

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

JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J., 1992. **Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo**. Boletim IG-USP. Publicação Especial n.11. 253 pp.

JUNIPER, D. N.; KLEEMAN, J. D., 1979. Geoquimical caracterization of some tin - mineralizing granites of New South Wales. **J. Geochem. Explor.**, 11: 321-333.

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: 2815-2825.

KAUL, P. F. T., 1987. The granites and granitoids of the alkaline sílica-oversaturated magmatic province of southern Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador. **Extend Abstracts**. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais. p: 81- 88; 299 pp.

KAUL, P. F. T., 1997. **O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos**. Ph.D. Tese, Inst. Geociências, USP, 293 pp., São Paulo, SP, Brasil.

KAUL, P. F. T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.W; COITINHO, J.B.L., 1982 a. **Suite intrusiva Serra do Mar.** Florianópolis: Projeto RADAMBRASIL. 15 pp. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 560-G).

KAUL, P. F. T.; COITINHO, J. B. L; ISSLER, R. S., 1982 b. O Episódio Campo-Alegre. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v.1, p. 47-54.

KAUL, P. F. T.; CORDANI, U. G., 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste paranaense e vizinhanças.

In: Simpósio Regional de Geologia, 38, Baln. Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**... Baln. Camboriú: SBG. v. 2, p. 371-373.

KEQIN, X.; NAI, S.; DEZI, W.; SHOUXI, X.; YINGJUN, L.; SHOUYAN, J., 1984. Petrogenesis of the granitóides and their metallogenic relations in South China. *In*: KEQIN, X.; GUANGCHI, T. eds. **Geology of Granites and their Metallogenetic Relations**. Beijing, Science Press. p. 1-32.

LACROIX, A., 1933. **Classification dês roches éruptives**. Nancy. Berger- Levrault.

LAMEYRE, J., 1980. Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. **Soc. Géol. France**, 10: 51-62. (Libre Jubilaire, Mém. Hors-série).

LAMEYRE, J., 1987. Granites and evolution of the crust. **Rev. Bras. Geol.**, 17 (4): 349-359.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of varios granitoids series and related rocks. **Journ. 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. **Geology of granites and their metallogenetic relations**. *In*: SYMPOSIUM NANJING. China.1982.

LAZNICKA, J. M., 1985. **Empirical Mettalogeny**. Amsterdan, Elsevier. 2v.

LE MAITRE, R. W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.* London, Blackwell Sci. Plub. 193 pp.

LEVIN, J., 1978. Estatistica Aplicada a Ciências Humanas. Harbra. Ed. Harper & Row do Brasil Ltda. São Paulo. 310 pp.

LEVISON, A. A., 1974. **Introdution to Exploration Geochemistry**. Aplied Pub. Co, Calgary. 612 pp.

LOISELLE, M. C.; WONES, D. R., 1979. Characteristics of anorogenic granites. **Abstr. Geol. Soc. Am**., An. Gen. Meeting. p. 539.

MELCHER, G. C.; GOMES, C. B.; CORDANI, U. G.; BITTENCOURT, J. S.; DAMASCENO, E. C.; GIRARDI, V. A. V.; MELFI, A. J., 1973. Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas do vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, 3(2): 97-123.

MELFI, A. J.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U. G., 1964. Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui. **Bragantia**, Campinas, 24 (34): 447- 474.

MELLO, I. S. C., 1995. **Geologia e estudo metalogenético do maciço Itaóca, Vale do Ribeira, SP e PR**. Tese, Inst. Geociências, USP, 168 pp, São Paulo, SP. Brasil.

MELLO, I. S. C.; SILVA, J. R. B.; BOIN, M. N.; SARAGIOTTO, J. A. R.; BORGES, R.B., 1981. Geologia dos granitóides Itaóca (SP). *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas...** Curitiba, SBG, v. 1. p. 82-93.

MELLO, I. S. C.; SILVA, J. R. B.; GORAIEB, C. L., 1985. As mineralizações de Tungstênio (scheelita) dos granitóides Itaóca (SP). *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. **Atas...** São Paulo, SBG, v. 2, p. 433-444.

MELO, M. S.; PONÇANO, W. L., 1983. **Gênese, Distribuição e Estratigrafia dos Depósitos Cenozóicos no Estado de São Paulo**. São Paulo, IPT. 1v. (IPT Monografia, 9) (Publicação IPT 1.364).

MELO, M. S.; COIMBRA, A.M.; MORAES, M. C.; FERNANDES, L. A., 1990 a. Redefinição da Formação Pariquera-Açu, Cenozóico do Estado de São Paulo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia , 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal : SBG. v. 1, p.324-338.

MENDES, J. C., 1984. **Elementos de Estratigrafia**. T. A. Queiroz e Edit. Univers. São Paulo, 566 pp.

MEINERT, L. D., 1993 – Igneous petrogenesis and skarn deposits. *In* : KIRHAM, R.V.; SINCLAIR,W.D.; THORPE,R.I.; DUKE, J.M., eds. **Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada**, Special Paper, 40. Pp. 569-583.

MIESCH, A. T., 1981. Estimation of the Geochemical Threshold and its Statitical Significance. **J. Geochem. Explor**. 16: 49-76.

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. **Revista Cerâmica**, 24 (97): 32-35.

MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PAIVA, I. P.; DRUMOND, J. B. V.; PINTO, G. G.; RODRIGUES, J.C.; LEITE, J. S.; MORAES, A. M. V., 1975. **Projeto Sudelpa**; Relatório Final. São Paulo. CPRM / SUDELPA.

MOTTANA, A.; CRESPI, R.; LIBORIO, G., 1978. **Simon and Schuster's Guide to Rocks and Minerals.** Edited by PRINZ, M.; HARLOW, G.; PETERS, J., The American Museum of Natural History. A Fireside Book Published by Simon and Schuster. 607 pp.

OLIVEIRA, M. C. B., 1989. **Petrologia do Maciço granítico Mandira – SP**. São Paulo. Dissertação de Mestrado- IG-USP, 179 pp.

OLIVEIRA, M. C. B.; RODRIGUES, E. P.; COUTINHO, J. M. V.; MARTINS, F. A. G.; FIGUEIREDO, M. C. H.; ZAPPARROLLI, L, H., 1987. Petrologia de parte do maciço granítico Guaraú – SP. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DEGEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba, SBG, v.2, p. 571-594.

PLANT, J. A.; SIMPSON, P. R.; GREEN, P. M.; WATSO, J. V.; FOWLER, M. B., 1983. Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in Northern Scotland, **Trans. Inst. Min. Metall**. (B-98): 33-42.

PLANT, J. A., O'BRIEN, C., TARNEY, J.; HURDLEY, J., 1985. Geochemical criteria for the recognition of high heat production granites. *In*: **Inst. Mining Metallurgy**. High heat production (HHP) granites, hidrotermal circulation and ore genesis. London, p. 263-289.

PLANT, J. A.; HALE, M.; RIDGWAY, J., 1988. Developments in regional geochemistry for mineral exploration. **Trans. Inst. Min. Metall.**, (B-97): 116-140.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrolol.**, 25: 956-983.

PETRI, S.; SUGUIO, K., 1973. Stratigraphy of Iguape-Cananéia Lagoonal Region Sedimentary Deposits, São Paulo State, Brazil, Parte II, Heavy Mineral Studies, Microorganism Inventories and Stratigraphical Interpretations, **Bol. IG-USP**, v.4, p. 71 162.

PITCHER, W. S., 1982. Granite Type and Tectonic Environment. In: K. J. HSÜ (org.) **Mountain Building Processes**. Nova York. Academic Press, p. 19-40.

PITCHER, W. S., 1987. Granites and yet more granites forthy years on. **Geol. Rundsch.,** 76 (1): 51-79.

PITCHER, W. S., 1993. **The Nature and Origin of Granite**. Blackie Acad. and Prof. ed. London, 321 pp.

POLLARD, P. J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B., 1987. Contrasting evolution of fluorine- and boron-ricch tin systems. **Mineralium Deposita**, v. 22, nº 4, p. 315-321.

PONÇANO,W. L., 1981. As coberturas cenozóicas. *In*: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W. L. ; DANTAS, A. S. L. ; CARNEIRO, C. D. R. ; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A *et al.* (Eds.). **Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de São Paulo** na escala 1:500.000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT. São Paulo. Publ. nº 1184, p.82-96.

PRESSINOTTI, P. C., 1994. Método interativo de exploração mineral para detectar mineralizações em cúpulas graníticas. **Mineração e Metalurgia** n 531.

ROGERS, J. J. W.; SATTERFIELD, M. E., 1994. Fluids of anorogenic granites: A preliminary assesment. **Mineral. Petrol.**, 50: 157-171.

ROSE, A. W.; HAWKES, H. E.; WEBB, J.S.,1979. **Geochemistey in Mineral Exploration**. 2 ed. London. Academic Press. 657 pp.

ROUTHIER, P., 1980. **Oú Sont les metax pour l'avenir?.** Les Provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. Mémoire BRGM nº 105, 408 pp.

SCHOBBENHAUS F °, 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. 501 pp.

SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE DO GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO (SMA-SP), 1989. **Mapa das Áreas Naturais Sob Proteção no Estado de São Paulo** na escala aproximada 1:17.500. Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais. São Paulo. SP.

SHAND, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore -deposits.* Wiley & Sons, New York. 2ª ed. 444 pp.

SHAND, S. J., 1947. *Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore -deposits.* Wiley & Sons, New York. 3ª ed. 488 pp.

SHCHERBA, G. N., 1970. Greisens. **Intern. Geol. Rev**, 12 (2): 114-149.

SIGA JR., O., 1995. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronología e evolução crustal**. Ph. D. Tese, Inst. Geociências, USP,São Paulo, SP, Brasil. 212 pp.

SIMPSON, P. R.; **BROWN**, G. C.; PLANT, J.; OSTLE, D., 1979. Uranium mineralization and granite magmatism in The Bristish Isles. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A291: 385-412.

SINCLAIR, A. J., 1976. Applications of Probability Graphs in Mineral Exploration. **Spec. Association Exploration Geochemists**. Vol. 4, 95 pp.

SILVA, A T. S. F.; ALGARTE, J. P., 1981. Contribuição à geologia da seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo; I - litologia e petrografia. II - Estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas...** São Paulo, SBG. v. 1, p. 109-132.

SILVA, A. T. S. F.; FRANCESCONI, O.; GODOY, A. M.; CHIODI, F. 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 do Vale do Ribeira**; relatório final; geologia integrada. São Paulo, CPRM. 240 pp.

SILVA, R. B., 1985. Considerações sobre domínios metálicos de Pb, Zn e F do Brasil. **Rev. IG**, São Paulo, 6 (1/2): 49-68.

SILVA, R. B.; MAEYAMA, O; PEROSA, P. T. Y; ALMEIDA, E. B.; SARAGIOTTO, J.A. R., 1982. Considerações sobre as mineralizações de chumbo, zinco e prata do Grupo Açungui no Estado de São Paulo. *In*: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, Bahia. **Anais...** Salvador, SBG. v.3. p.972-986.

SILVA, R. B.; ETCHEBEHERE, M. L. C., 1986. Contribuição ao estudo da potencialidade tungstenífera do Estado de São Paulo e critérios de prospecção. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. **Anais...** Goiânia, v.5, p. 2035-2047.

SILVA, R. B.; PRESSINOTTI, P. C., 1991. Proposição de um modelo de exploração para Sn e W em granitóides do Estado de São Paulo. **Rev. IG.**, São Paulo, v.12.nº1 / 2: 55-66.

SILVA, R. B., 1995. **Distinção da fertilidade para Sn e W em granitóides do sul de São Paulo**. Tese de doutoramento.Universidade Estadual Paulista – UNESP.

SMIRNOV, V. I., 1982. **Geology de Yacimentos Minerales.** Moscow, Ed. Mir. 654 pp.

SOUZA, L. A. P., 1995. **A planície costeira Cananéia-Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo: um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de Áreas costeiras**. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceonográfico, USP. São Paulo. 207 pp.

SOUZA, L. A. P.; TESSLER, M. G.; GALLI, V., 1996. O Gráben de Cananéia. **Rev Bras. Geociências**.v..26, n.3, p.139-150.

STANLEY, C. R.; SINCLAIR, A. J., 1989. Comparison of probability plots and the gap statistic in the selection of thresholds for exploration geochemistry data. **Jounal of Geochemistry Exploration**, 32: 355-357.

STRECKEISEN, A. L., 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS Recomendations. N. **Jb. Mineral.**, 130: 149-164.

STRECKEISEN, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Sci. Rev**. 12, p. 1-33.

STRONG, D. F., 1980. Granitoid rocks and associated mineral deposits of eastern Canada and western Europe. In: Strangway, D. W. (ed.) **The Continental Crust and its Mineral Deposits**. Geological Association of Canada, Sp. Paper, 20. p. 741-769.

STRONG, D. F., 1988. A model for granophile mineral deposits: *In*: ROBERTS, R. G.; SHEAHAM, P.A. (eds). **Ore deposit models**. Geocience Canada, Reprint Series 3, p. 59-66.

SUGUIO, K.; PETRI, S., 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia laoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil, Parte I: Field observations and grain sise analysis. **Bol. IG-USP**, v. 4, p. 1-20.

SUGUIO, K.; PETRI, S., 1976. Presença de tubos fósseis de Callianassa nas formações Quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. Inst.Geociên. Univers. São Paulo, **Bol. IG-USP**, v. 7, p.17-26.

SUGUIO, K.; MARTIN, L., 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sullfluminense. *In*: Internacional Syimposium on Coastal Evolution Quaternry, São Paulo, 1978. **Special Publication**, São Paulo, IGCP/IGUSP/SBG, (1).

TAKAGI, T.; TSUKIMURA, K., 1997 – Genesis of oxidized – and reduced – Type Granites. **Economic Geology**, v. 92, p. 81-86

TAYLOR, R. G., 1979. **Geology of tin deposits**. Amsterdam, Elsevier. 543 pp.

TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; SCHMUUSS, R.; TAYLOR, P. N., 1988. A idade das rochas e dos eventos metamórficos da Região SE do Estado de São Paulo. XXXV Congr. Bras. Geol. Sociedade Brasileira de Geologia, **Anais...** Belém, PA. Brasil. v. 6, p. 2840-2853.

TAUSON, L. V.; KOZLOV, Y. D., 1973. Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potential granites. Proceedings of the Intrenational Geochemical Exploration Symposium,1972. **Inst. Min. Metall.**, London, 4, p. 37-44.

TISCHENDORF, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silic magmatic rocks associated with rare element mineralization. *In*: STEMPROK, M; BURNOL, L.;

TISCHENDORF, G. (eds) Metallization associated with magmatism. Praque. **Geological Survey**. v. 2, p.41-96.

TISCHENDORF, G.; PÄLCHEN, W., 1985. Zur Klassifikation von Granitöiden. **Z. Geol.** Wiss, Berlin 13: 615-627.

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_2H_2O . New York, **Geol. Soc. América**. 153pp. (Memoir, 74).

VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A.; VASCONCELOS, A. C. B. C., 1991. O magmatismo granitóide tardi a pós-orogênico de idade brasiliana no Estado de São Paulo. São Paulo, **Boletim IG-USP**. p. 51-54 (Publicação Especial, 9).

WANG, L.; ZHU, W.; ZHANG, S.; YANG, W., 1983. The evolution of two petrogeno-mineralization series of granites in southern China. **Min. Geol.**, vol. 33, n° 5, p. 295-303.

WANG, L.; ZHU, W.; ZHANG, S., 1984. The evolution of two petrogenesis – mineralization series of granites in southern China. **Geochemistry**, vol. 3, n° 1, p. 1-13.

WERNICK, E., 1979 a . O magmatismo granitóide das Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste do Brasil. **Rev Bras. Geociências**, 9 (2): 122-139.

WERNICK, E., 1979 b . Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. **Atas**... Rio Claro, SBG, v.1, p. 101-117.

WERNICK, E., 1982. Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasilianos do sul do Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais**... Salvador, SBG, v.2, p. 490-499.

WERNICK, E., 1984. Caracterização genética de alguns granitóides brasilianos do Estado de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v. 6, p. 2902-2918.

WERNICK, E., 1998. The Pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE / S Brasil and Uruguai. **Rev Bras. Geociências**, 28 (4): 533-542.

WERNICK, E.; GOMES, C. B., 1977. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte III. Considerações petrológicas. **Anais...** da Academia Brasileira de Ciências, 49 (1): 157-169.

WERNICK, E.; PENALVA. F., 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. **Rev. Bras. Geocências.**, 8 (2):113-133.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical caracteristics, discrimination and petrogeneses. **Contrib. Mineral. Petrol**. 95:407-419.

WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Bolulder, Geological Society of America. p. 21-34 il. **(GSA. Memoir, 159)**.

WHITE, A., 1992. **Granites**. Short course notes. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG.

YEATES, A. N., WYATT, B. W.; TUCKER, D. H., 1982. Application of Gamma-Ray Spectometry to Prospecting for Tin and Tungsten granites, particularly within the Lachlan Fold Belt, New South Wales. **Econ. Geol.** (77): 1725-1738.

Anexos

Quadro 5.1 – Características petrográficas de amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

MINERAIS AMOSTRAS	Microclínio	Plagioclásio	Quartzo	Biotita	Outros minerais	Classsificação / Natureza	Textura / Granularidade	Estado de Alteração	Cor / Estrutura	Informações complementares	Obs.:
GSP-001-3B	30 - 35%	30%	25%	10%	< 5% - Apatita, zircão, opacos, (sericita, argilo-minerals).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica / Granunulação fina a média.	Fraca alteração hidrotermal.	Cinza claro-avermelhado / Maciça	Plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (pertítico a mesopertítico) são subédricos a euédricos. O plagioclásio invariavelmente apresenta-se moderadamente sericitizado, enquanto que no microclínio a sericitização é menos acentuada a ausente. O quartzo é anédrico e apresenta extinção ondulante. Microfissuras irregulares e intergranulares estão presentes nos cristais de quartzo e feldspato. A biotita, às vezes, acha-se parcialmente alterada em argilo-minerais.	1 e 2
GSP-002-3B	30	25 - 30	30	15 (+ clorita)	< 5% - Zircão, apatita, opacos, titanita, (epidoto + sericita-moscovita).	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica / Granulação fina.	Fraca a média alteração hidrotermal.	Cinza (carijó) / Maciça	Textura porfirítica caracterizada por cristais anédricos milimétricos de feldspatos dispersos em matriz fina, granular hipidiomórfica, constituída de cristais subédricos de plagioclásio (oligoclásio), anédricos de microclínio e quartzo, e plaquetas de biotita. O plagioclásio está parcialmente saussuritizado (alterado em epidoto + muscovita-sericita) e frequentemente com bordas albíticas. A biotita esta parcialmente alterada em clorita. O quartzo apresenta extinção ondulante.	1 e 2
GSP-003-3A	33	31,2	28	5,5 (biotita verde a parda)	Sericita + mica verde clara (0,7%), fluorita (0,4), epidoto (0,4), albita (0,3), zircão (0,1). Traços: opacos, apatita, allanita.	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfiróide; matriz inequigranular hipidiomórfica / Granulação média.	Fraca alteração hidrotermal.	Cinza claro com manchas escuras / maciça	Matriz constituída principalmente por cristais milimétricos a submilimétricos de quartzo, em grãos subédricos, subarredondados, plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (micropertítico) ambos em cristais euédricos a subédricos, tabulares, por vezes com bordas corroídas. Em meio a matriz destacam-se raros fenocristais tabulares subcentimétricos de microclínio. O microclínio geralmente apresenta pertitas sob a forma de cordões (*strings*) ou manchas (*patches*). Na interface de dois cristais contíguos de microclínio geralmente observa-se borda albítica límpida. Por vezes a albita ocorre em cristais tabulares submilimétricos inclusos no microclínio. Os cristais de plagioclásio geralmente são zonados, com bordas límpidas mais sódicas, variando de oligoclásio sódico até albita, enquanto as regiões centrais são turvas e freqüentemente saussuritizadas. No contato com microclínio por vezes observa-se intercrescimento mirmequíticos com quartzo. O quartzo apresenta moderada extinção ondulante. A biotita pode apresentar inclusões de allanita, opacos, apatita e zircão. A fluorita, ocupa espaços intersticiais; por vezes associa-se a biotita, a quem localmente tende a substituir.	1 e 3
GSP-003-3C	30 - 35	20 - 25	30	10 a 15	< 5% - Zircão, apatita, opacos, (epidoto + sericita).	**Biotita monzogranito em contato com biotita granito pórfiro (GSP-003B) /** Ígnea	Granular hipidiomófica porfirítica / Granulação média.	Leve alteração hidrotermal.	Cinza braco-acinzentado / Maciça	Amostra caracterizada por apresentar uma parte com granulação fina (pórfiro: GSP-003-3B) e outra de granulação média (GSP-003-3C). A parte de granulação média mostra textura porfirítica, com matriz granular hipiomórfica constituída de plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (pertítico) subédricos, quartzo anédricos, com megacristais subédricos de micloclínio. O plagioclásio apresenta leve sericitização, que afeta também os cristais de microclínio, porém em grau menor. O quartzo apresenta leve extinção ondulante.	1 e 2
GSP-009-3	30	25	30	10 - 15 (+ clorita)	< 5% - Zircão, opacos, allanita, apatita, fluorita, (carbonato, sericita, epidoto).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica, localmente porfirítica / Granulação grossa.	Fraca alteração hidrotermal.	Cinza claro / Maciça	Cristais anédricos de quartzo e microclínio (pertítico), subédricos a euédricos de plagioclásio (oligoclásio) constituem uma textura granular hipidiomórfica. Localmente cristais centimétricos de microclínio configuram uma textura porfirítica. O plagioclásio está levemente saussuritizado e em geral apresenta os núcleos mais cálcicos (oligoclásio) e bordas mais sódicas (albita). Localmente os cristais de biotita estão parcialmente cloritizados. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante. A fluorita é rara e geralmente ocupa espaços intergranulares. São observadas poucas microfissuras e algumas estão preenchidas por sericita ou carbonato.	1 e 2
GSP-017-3	25 - 30	25 - 30	25 - 30	15	< 5% - Opacos, zircão, apatita, epidoto (+allanita), fluorita, (sericita).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica, localmente porfirítica / Granulação média a grossa.	Leve alteração hidrotermal e intempérica.	Cinza claro / Maciça	O microclínio (pertítico) e plagioclásio (oligoclásio) são subédricos a euédricos e o quartzo anédricos, que juntamente com a biotita, compõem uma textura granular hipidiomórfica. A presença de megacristais centimétricos de microclínio configuram uma textura porfirítica. O plagioclásio, com leve sericitização, geralmente apresentam bordas mais sódicas. O quartzo apresenta leve extinção ondulante e microfissuras intragranulares. A fluorita ocorre raramente e está inclusa em plagioclásio.	1 e 2
GSP-019-3	35 - 40	30	30	< 5 (+ clorita)	Traços : fluorita, titanita, epidoto, zircão (sericita, muscovita).	**Micro-leucomonzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica / Granulação fina.	Leve alteração hidrotermal.	Branco-acinzentado / Maciça	Plagioclásio (oligoclásio) subédrico a euédricos, microclínio e quartzo anédricos, constituem uma textura granular hipidiomórfica. O plagioclásio acha-se levemente seritizado. A biotita parcialmente cloritizada. O quartzo apresenta-se com leve extinção ondulante. A fluorita ocupa em geral espaços intergranulares.	1 e 2
GSP-026-3	30 - 40	20 - 25	30	10	< 5% - Epidoto, zircão, apatita, opacos, fluorita (sericita, óxidos e/ou hidróxidos de Fe, e argilo-minerais).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica, localmente porfirítica / Granulação fina.	Média alteração hidrotermal e intempérica.	Cinza avermelhado/ Maciça	Os plagioclásios (oligoclásios) são subédricos; o quartzo e o microclínio anédricos. Megacristais milimétricos de quartzo e microclínio ocorrem esparsamente. Os plagioclásios apresentam leve saussuritização e bordas mais sódicas (albíticas). O quartzo apresenta-se com leve extinção ondulante e com microfissuras, que podem estar impregnadas por hidróxidos de ferro. A Fluorita é rara e está geralmente inclusa em plagioclásio.	1 e 2
GSP-064-3	30 - 35	25 - 30	30	10 (+ clorita)	Traços: apatita, zircão, opacos, allanita (sericita+epidoto albita).	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Granular hipidiomórfica porfirítica / Granulação média a grossa.	Fraca alteração hidrotermal.	Cinza-rosado / Maciça	Matriz granular hipidiomórfica constituída por plagioclásio (oligoclásio) e microclínio geralmente subédricos, e quartzo anédricos, com megacristais centimétricos de microclínio subédricos. O microclínio é do tipo pertítico a mesopertítico, localmente, no contato entre dois cristais observa-se a formação de faixas de albita (*swapped rims*). Geralmente os cristais de plagioclásio apresentam bordas mais sódicas (albíticas) enquanto que o núcleo cálcicos (oligoclásio), parcialmente alterados em sericita e/ou epidoto. O quartzo em geral ocorre como cristais anédricos, em geral intersticiais, mas também são observados alguns cristais euédricos bipiramidais. A biotita, às vezes acha-se cloritizada.	1 e 2
GSP-057-3	30	25	30 - 35	10 a 15	Traços: apatita, zircão, opacos, fluorita, (sericita,epidoto).	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica / Granulação média a grossa.	Leve alteração hidrotermal.	Cinza claro (carijó) / Maciça	Rocha com características mineralógicas e texturais semelhantes à amostra GSP-015-3; porém com granulometria mais grossa. O microclínio é pertítico a mesopertítico e o plagioclásio é o oligoclásio.	1 e 2
GSP-079-3	35,7	22,4	32,1	7,7 (biotita verde a parda)	Sericita + mica verde clara (1,2%), epidoto (0,8), zircão (0,1). Traços: allanita opacos, apatita , (hidroxóxido de Fe).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Porfiróide; matriz granular hipidiomórfica / Granulação média.	Fraca alteração hidrotermal e intempérica	Creme com manchas pretas / Maciça	A matriz granular hipidiomórfica é constituída por cristais submilimétricos a milimétricos de quartzo em agregados de grãos subédricos, subarredondados, e plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (micropertítico a mesopertítico), tabulares, subédricos a euédricos. Raros cristais subcentimétricos tabulares de microclínio conferem a rocha uma textura porfiróide. Por tratar-se de rocha muito semelhante à GSP-003-3A, às características texturais dos principais consti-tuintes mineralógicos são muito semelhantes. Cabe ressaltar, no entanto, o estágio de albitização mais avançado em que encontra-se essa rocha, onde as bordas albíticas ao redor de microclínio são bastante desenvolvidas, observando inclusive o caso particular de "*swapped rims*". Outra importante diferença com relação a amostra GSP-003-3A é a ausencia de fluorita.	1 e 3
GSP-085-3	35	25 - 30	25 - 30	5 a 10 Biotita parda (+clorita)	<5%: Fluorita. Traços: Opacos, zircão.	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Porfiróide com matriz granular hipidiomórfica / Granulação fina.	Fraca alteração hidrotermal	Creme / Maciça	Fenocristais milimétricos a centimétricos de microcloclínio, fortemente pertíticos (micropertítico), ocorrem dispersos pela rocha e apresentam inclusões de plagioclásio e de biotita. O plagioclásio (oligoclásio) acha-se parcialmente sericitizado. A fluorita ocorre em cristais submilimétricos, subédricos, associados a biotita.	1 e 2
GSP-090-3	42,9	18,2	32,5	4,8 (verde a parda)	Ffuorita (0,1). Traços: Opacos, zircão, apatita, turmalina, allanita.	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Inequigranular hipidiomórfica / Granulação média a grossa	Moderada alteração hidrotermal e fraca alteração intempérica.	Cinza claro / Maciça	Rocha constituída por cristais euédricos a subédricos de microclínio (micropertítico a mesopertita) milimétricos, plagioclásio (oligoclásio), em cristais tabulares submilimétricos a milimétricos, e quartzo subédricos subarredondados, submilimétricos a milimétricos. O microclínio é fortemente pertítico (pertitas na forma de "*strings*" ou "*patches*"). Núcleos de plagioclásio ocorrem inclusos no microclínio (microclinização?). O plagioclásio apresenta-se normalmente zonado, com núcleos mais alterados (sericitizados) que as bordas; estas mais sódicas e límpidas. O quartzo exibe fraca extinção ondulante e ocorre normalmente em agregados de vários grãos. A biotita ocorre normalmente em agregados de palhetas, aos quais se associam opacos. Zircão ocorre preferencialmente incluso na biotita.	1 e 3
GSP-093-3	32,6	26,6	30,4	8,7 (biotita verde a parda)	Sericita+mica verde clara(0,8%), epidoto(0,5), opacos (0,3), zircão (0,1). tr.: allanita, apatita, (hidroxóxido de Fe).	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Porfirítica; matriz granular hipidiomórfica / Granulação fina.	Fraca alteração hidrotermal e intempérica	Creme / Maciça	Matriz constituída por cristais milimétricos a submilimétricos de quartzo, em agregados de grãos subédricos, plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (micropertítico), em cristais tabulares, subédricos a anédricos, por vezes com bordas corroídas. Fenocristais tabulares, milimétricos de plagioclásio e mais raramente microclínio destacam nesta matriz fina caracterizando a textura porfirítica. O microclínio geralmente apresenta pertitas sob a forma de cordões ou manchas. Localmente no contato entre dois cristais de microclínio observam-se bordas albíticas. Por vezes apresentam inclu- sões de plagioclásio, indicando possíveis restos resultante da substituição de plagioclásio por microclínio. Microclínio ocorre também em cristais submilimétricos. Cristais de plagioclásio geralmente são zonado, com bordas mais sódicas, albíticas e límpidas, enquanto as regiões centrais são turvas e frequentemente saussuritizadas. No contato com microclínio pode apresentar intercrescimento mirmequítico. O quartzo apresenta forte extinção ondulante. A biotita ocorre em agregados que ocorem dispersamente e geralmente apresentam inclusões de allanita, opacos apatita e zircão.	1 e 3
GSP-094-3	30,5	26	34,3	7,1 (biotita parda+clorita)	Sericita + mica verde clara (1,7%),epidoto (0,2), fluorita (0,2). tr.: zirção, apatita, opacos, allanita, albita.	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Porfiróide; matriz granular hipidiomórfica / Granulação média	Fraca alteração hidrotermal	Cinza claro com manchas escuras / Maciça	Rocha constituída por fenocristais milimétricos de microclínio , tabulares, dispersos em matriz constituída por cristais submilimétricos a milimétricos de quartzo, subédricos, subarredondados, plagioclásio (oligoclásio) e microclínio (pertítico a mesopertítico) em cristais tabulares, por vezes com bordas corroídas. O microclínio geralmente apresenta pertitas sob a forma de manchas (*patches*) e localmente *chessboard*. Na interface de dois cristais contiguos de microclínio geralmente observa-se borda albítica límpida, localmente do tipo *swapped rim*.O plagiclásio geralmente são zonados, variando de oligoclásio cálcico até albita. As porções centrais são turvas e freqüentemente saussuritizadas. No contato com microclínio localmente exibe intercrescimento mirmequítico com quartzo. A albita ocorre também em cristais tabulares, submilimé- tricos, limpidos, intersticiais, certamente neoformados. O quartzo, com fraca a moderada extinção ondulante, ocorre em agregados de vários grãos. Agregados de lamelas de biotita ocorrem dispersamente; apresentam inclusões de opacos, allanita, apatita e zircão. Por vezes observa-se uma "franja" de finas lamelas de mica verde em volta da biotita. Localmente a biotita apresenta alteração para clorita.	1 e 3
GSP-100-3	34	26,4	31	8,4 (biotita verde a parda)	0,2% : Fluorita. Traços: Sericita + mica verde clara, zircão, opacos, apatita, allanita, clorita.	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica com matriz granular hipidiomórfica / Granulação média a grossa.	Média alteração hidrotermal	Cinza clara com manchas escuras/ Maciça (compacta)	Fenocristais centimétrico de microclínio, em geral heuédricos, destacam da matriz constituída basicamente por microclínio (*micropertítico*), quartzo, plagioclásio (*oligoclásio*) e biotita. O microclínio é fortementete pertítico com lamelas de exoluções predominantemente do tipo cordões orientados (*strings*). Secundariamente as pertitas ocorrem em lamelas mais delgadas (stringlets) ou manchas (patches), as últimas parcialmente sericitizadas. Podem ocorrer inclusões de quartzo e plagioclásio. Nas bordas dos grãos de microclínio, principalmente dos fenocristais ocorrem pequenos cristais de plagioclásio e raramente, mirmequitas associadas. Plagioclásio subédrico a euédrico ocorre sericitizado com aspecto turvo, principalmente no núcleo. O quartzo apresenta forte extinção ondulante. A fluorita ocorre dispersa intersticial- mente. Zircão, opacos e apatita ocorrem associados à biotita que localmente acha-se parcialmente alterada em clorita.	1 e 3
GSP-101-3	40 - 45	25	25 - 30	5	Traços: Opacos, zircão, apatita, muscovita, turmalina	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica / Granulação grossa.	Fraca alteração hidrotermal	Cinza amarelada / Maciça (compacta)	Em geral os cristais de plagioclásio (albita-oligoclásio) estão parcialmente alterados em sericita-muscovita e/ou material argiloso (alofânio?). O microclínio é pertítico.	2
GSP-102-3	40 - 45	25 - 30	30	5	Traços: Epídoto, opacos, zircão, apatita, clorita, carbonato, muscovita, fluorita, turmalina(?).	**Biotita monzogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica / Granulação grossa.	Fraca a média alteração hidrotermal	Cinza clara / Maciça (compacta)	Plagioclásio (albita-oligoclásio) está semi-alterado em sericita, epidoto e carbonato. O microclínio é pertítico. A biotita, localmente, apresenta parcialmente alterada em clorita.	2
GSP-103-3	45	25 - 30	20	5	0-5%: Fluorita. Traços: Zircão, muscovita, opacos, epídoto.	**Biotita sienogranito porfirítico /** Ígnea	Porfirítica / Granulação média a grossa	Fraca alteração hidrotermal e intempérica	Branca amarelada / Maciça (compacta)	Esparçamente observam-se fenocristais centimétricos hipidiomórficos de microclínio (pertítico) e milimétricos de plagioclásio (albita-oligoclásio) e quartzo. A fluorita ocorre preenchendo espaços intergranulares e associada a cristais de plagioclásio parcialmente sericitizados. Este tipo de ocorrência indica uma origem presumivelmente secundária (deutérica, tardi-magmática) para a fluorita.	2
GSP-105-3	40	25 - 30	25 - 30	0-5	0-5%: Turmalina, leucoxênio, zircão, opacos, epídoto.	**Biotita monzogranito /** Ígnea	Granular hipidiomórfica / Granulação média a grossa	Média alteração hidrotermal e intempérica	Branca amarelada / Maciça (compacta)	O microclínio é pertítico. Cristais de plagioclásio (albita-oligoclásio) estão parcial a totalmente alterados em sericita, epídoto e filossilicatos argilosos, por vezes com leucoxênio associado.	2
GSP-003-3B	30	20 - 25	25 - 30	15 - 20	< 5%: Fluorita, zircão, apatita, opacos, (epídoto + sericita)	**Biotita monzogranito pórfiro /** Ígnea	Porfirítica / Granulação fina a média.	Fraca alteração hidrotermal.	Cinza claro / Maciça	Amostra caracterizada por apresentar uma parte com granulometria fina (pórfiro: GSP-003-3B) e a outra com granulometria média (GSP-003-3C). A porção fina tem textura porfirítica, formada por cristais anédricos, milimétricos de feldspato, dispersos em matriz fina, granular hipidiomórfica, constituída de cristais subédricos de plagioclásio (oligoclásio), anédricos de microclínio (pertítico) e quartzo, e plaquetas de biotita.	1 e 2
GSP-010-3C	35	15	30	15	5% : Muscovita, epidoto, zircão, apatita, opacos, turmalina, fluorita(?), mineral limonitizado e argilizado.	**Biotita sienogranito pórfiro /** Ígnea	Porfirítica / Granulação muito fina.	Média alteração hidrotermal	Cinza / Maciça	Fenocristais de feldspato e quartzo destacam-se em meio a matriz de granulação muito fina, configurando textura porfirítica. Microcristais em geral anédricos de microclínio, plagioclásio (oligoclásio) e quartzo caracterizam uma matriz de textura granular xenomórfica. O plagioclásio, principalmente os fenocristais, estão parcialmente alterados em epídoto e muscovita. A biotita às vezes está cloritizada. O quartzo exibe extinção ondulante.	1 e 2
GSP-015-3	35 - 40	20 - 25	25 - 30	10	<5% : Opacos, zircão, apatita, fluorita, turmalina, (sericita, epidoto).	**Biotita monzogranito pórfiro /** Ígnea	Porfirítica / Granulação fina a média	Fraca alteração hidrotermal	Cinza claro / Maciça	A textura porfirítica é conferida por megacristais centimétricos, ripiformes de microclínio e milimétricos a centimétricos de quartzo e plagioclásio, este último também ripiforme. Acham-se dispersos em matriz granular-hipidiomórfica de cristais anédricos de quartzo e microclínio (pertítico) e subédricos de plagioclásio (oligoclásio). O plagioclásio , geralmente com bordas mais sódicas (albíticas) apresenta-se sericitizado e epidotizado. A cloritização da biotita é local. Os cristais maiores de feldspatos e quartzo apresentam microfissuras; este último exibe leve extinção ondulante. A ocorrência de fluorita é rara e intersticial.	1 e 2
GSP-022-3	40	20	35	5 (+clorita)	Traços: Zircão, epidoto, apatita, opacos, (hidróxidos de Fe, sericita).	**Biotita monzogranito pórfiro /** Ígnea	Porfrítica / Granulação fina	Fraca a média alteração hidrotermal e intempérica	Vermelho acastanhado / Maciça	Rocha texturalmente semelhante a amostra GSP-019-3, porém, com fenocristais milimétricos anédricos de quartzo e microclínio e subédricos de plagioclásio, que conferem à mesma textura porfirítica. "Vênulas" subparalelas (fraturas?) quartzosas cortam a matriz e megacristais. Leve sericitização acompanha o plagioclásio. A biotita encontra-se parcialmente cloritizada. O quartzo apresenta leve extinção ondulante. Microfissuras impregnadas por hidróxidos de ferro cortam os minerais.	1 e 2
GSP-001-3E	30	25 - 30	25 - 30	10 - 15% (Mica verde+ biotita cloritizada + epidoto)	< 5% - Titanita leucoxenizada, zircão, (sericita, hidróxido de Fe, argilo-minerais (?)).	**Rocha monzogranítica, com zonas milonitizadas /** Ígnea - Metamórfica	Porfiróide / Granulação média a grossa.	Fraca alteração hidrotermal e intempérica	Cinza-claro-rosado;cinza esverdeado / Cataclástica - "bandada"	Apesar da intensa deformação ainda conserva textura porfiróide caracterizada por fenocristais centimétrico de microclínio dispersos em matriz granular hipidiomórfica, constituída por cristais euédricos a subédricos de plagioclásio (oligoclásio), e anédricos de microclínio e quartzo. O quartzo apresenta forte extinção ondulante e, por vezes, textura "mortar". São freqüentes lamelas de geminação encurvadas em plagioclálio. Faixas milimétricas a centimétricas cortam a rocha, provavelmente referem-se a zonas miloníticas. São constituídas de material quartzo-feldspático fino, microgranular, com raros porfiroclastos, milimétricos, geralmente de feldspatos dispersos. Micas e epidoto em microcristais isorientados constituem linhas subparalelas envolvendo os porfiroblastos.	1 e 2

Obs.: A localização dos pontos de amostragens das rochas acima pode ser verificada no Mapa Geológico anexo (Mapa 1)
Amostras submetidas ao ensaio de coloração seletiva de feldspato (1), a análise petrográfica expedita (2), pormenorizada, modal e química (3).

Quadro 5.1 – Características petrográficas de amostras de rochas do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP .

Quadro 6.1 – Relação com os valores analíticos, em ppm, obtidos das análises de sedimentos ativos de corrente amostrados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia – SP.

Amostra	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Li	F	Bi	Amostra	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Li	F	Bi
1	0	21	51	100	2.5				43	7	36	72	160	2.0			
2	2	30	76	130	3.5				44	4	24	48	40	2.0			
3	0	23	73	40	2.0				45	2	24	40	40	3.0			
4	3	31	94	40	3.0				46	6	40	37	200	2.0			
5	1	24	77	20	2.5				47	6	29	36	140	2.0			
6	1	23	76	20	2.5				48	6	32	84	20	2.5			
7	0	20	58	20	1.5				49	3	28	69	100	2.0			
8	1	33	55	140	3.5				50	2	26	51	200	2.5			
9	0	13	20	80	0				51	5	36	114	80	3.0			
10	1	24	58	20	4.0				52	1	27	50	20	2.5			
11	0	22	57	20	1.5				53	1	25	45	20	2.5			
12	0	19	73	20	2.0				54	8	27	41	40	2.5			
13	2	25	70	100	5.0				55	2	28	144	80	2.5			
14	0	8	16	0	0				56	1	34	109	160	2.5			
15	0	14	32	20	0.5				57	0	29	65	60	2.0			
16	2	28	55	20	1.5				58	0	21	34	100	1.5			
17	1	16	35	29	2.0				59	0	26	39	40	2.5			
18	2	19	41	10	2.0				60	0	16	40	80	2.0			
19	2	21	22	80	1.5				61	6	36	81	120	2.0			
20	3	23	67	20	2.5				62	5	22	45	200	20.0			
21	0	13	24	100	1.0				63	4	19	39	20	1.5			
22	1	19	65	40	2.0				64	8	30	69	60	2.5			
23	3	24	71	20	2.5				65	4	25	41	100	2.5			
24	4	26	50	20	3.5				66	6	23	41	20	4.0			
25	0	8	4	20	0				67	5	19	34	20	3.5			
26	2	23	54	160	2.0				68	6	19	38	30	4.0			
27	0	22	40	40	2.0				69	5	34	36	20	3.5			
28	1	26	57	10	3.5				70	5	21	84	20	2.0			
29	1	31	56	80	3.0				71	8	30	129	30	2.5			
30	2	31	71	20	4.0				72	9	21	81	20	3.0			
31	1	20	39	0	1.5				73	13	30	109	20	3.0			
32	3	26	53	120	2.0				74	13	39	115	20	4.0			
33	1	34	61	40	2.0				75	11	24	89	20	1.5			
34	0	20	32	80	1.0				76	16	33	153	40	4.0			
35	1	23	39	10	1.5				77	16	28	113	20	4.0			
36	2	28	51	10	1.5				78	17	30	123	20	3.5			
37	5	39	62	80	2.0				79	7	16	69	20	2.0			
38	4	26	52	80	2.5				80	4	2	13	20	0.5			
39	5	32	62	60	3.5				81	6	19	87	80	2.0			
40	5	40	74	100	3.0				82	25	19	87	20	1.5			
41	4	31	59	100	2.5				83	21	15	67	22	1.0			
42	3	36	76	0	2.5				84	25	19	83	20	2.0			

Continua

Obs.: Onde se lê amostra 1, 2, 3, etc., entenda-se amostra GSP-001-1, GSP-002-1, GSP-003-1, etc.
A localização dos pontos de amostragens pode ser verificada no Mapa de Pontos, anexo (Mapa 2).

Quadro 6. 1 - Relação com os valores analíticos, em ppm, obtidos das análises de sedimentos de corrente amostrados no domínio do Maciço Granítico Serra do Paratiú (GSP), Cananéia - SP.

Amostra	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Li	F	Bi
85	27	22	97	30	1.5			
86	26	15	83	100	0.5			
87	18	24	138	80	2.5			
88	29	20	78	20	1.5			
89	33	23	80	30	1.5			
90	22	16	53	10	0.5			
91	27	20	72	20	0.5			
92	22	14	51	20	0			
93	29	29	75	10	1.0			
94	27	22	75	10	0			
95	19	29	117	60	3.0			
96	8	27	99	80	1.5			
97	7	21	68	30	2.0			
98	4	14	61	30	0.5			
99	2	11	45	20	0			
100	14	29	53	20	1.0			
101	10	25	80	20	1.5			
102	11	26	89	20	1.0			
103	14	25	62	40	3.0			
104	11	28	75	20	1.0			
105	20	23	69	20	1.0			
106	27	35	80	50	3.5			
107	12	23	58	120	2.5			
108	26	35	70	10	2.5			
109	8	23	52	10	2.5			
110	7	24	52	0	2.0			
111	13	35	79	30	1.5			
112	15	29	68	10	2.0			
113	23	26	52	10	2.5			
114	7	26	44	10	3.0			
115	2	7	12	20	2.0			
116	3	13	60	20	1.5			
117	2	10	16	20	2.0			
118	6	14	61	10	2.0			
119	6	15	48	20	3.0			
120	6	13	45	10	3.5			
121	7	24	68	10	2.0			
122	6	24	68	10	2.5			
123	54	31	102	40	3.5			
124	5	16	52	30	2.0			
125	10	23	100	30	2.0			
126	12	32	105	60	4.5			
127	12	30	100	40	4.5			
128	9	20	55	20	1.5			
129	5	18	54	20	1.5			
130	5	20	69	20	1.0			
131	6	25	44	20	4.0			
132	6	16	49	20	1.0			
133	9	29	93	60	3.0			
134	28	32	114	60	3.5			
135	3	17	23	40	1.0			
136	16	18	35	40	3.0			
137	12	29	111	40	3.0			
138	5	22	57	20	3.5			
139	3	9	13	20	0.5			
140	6	35	118	40	2.5			
141	2	7	14	0		8	72	0
142	7	9	25	0		15	168	3
143	3	8	17	40		8	144	2
144	8	15	48	30		29	284	3
145	4	15	34	20		23	264	4
146	7	11	42	20		25	240	4
147	8	17	54	0		33	360	7
148	7	19	55	0		5	248	5
149	3	10	29	0		14	148	4
150	2	7	25	0		13	236	4
151	4	16	61	0		34	224	4
152	3	12	37	0		21	300	0
153	4	17	59	50		29	232	5
154	5	11	48	0		24	232	5
155	7	12	62	0		29	172	6
156	7	14	60	0		27	188	5
157	4	10	51	0		27	284	6
158	2	9	35	0		19	176	4
159	2	12	41	0		23	256	4
160	4	22	78	0		38	320	6
161	4	22	75	0		34	376	6
162	4	14	66	0		37	384	5
163	3	12	57	0		36	328	4
164	7	15	78	0		44	452	4
165	8	16	120	0		57	432	7
166	1	1	6	0		2	92	2
167	1	5	11	0		5	108	2
168	11	5	34	0		16	164	4
169	14	13	55	0		27	248	4
170	7	12	32	120		20	216	4
171	6	16	31	250		18	240	4
172	12	13	28	400		20	256	4
173	12	12	38	80		17	224	4
174	14	30	130	50		26	296	4
175	10	16	57	0		37	412	3
176	3	10	58	0		24	256	4
177	1	5	22	10		8	224	3
178	4	13	99	10		47	400	4
179	4	16	107	20		43	424	4
180	3	15	97	10		45	412	5
181	4	12	70	10		32	352	4
182	4	11	61	10		26	360	5
183	4	8	83	20		24	320	3
184	5	14	59	20		33	288	2
185	1	7	19	0		9	200	0
186	5	8	45	0		28	224	0
187	7	9	27	10		21	224	0
188	9	11	33	30		24	320	3

Continua

Amostra	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Li	F	Bi	Amostra	Cu	Pb	Zn	Sn	Mo	Li	F	Bi
189	6	11	37	80		26	328	2	238	7	12	38	0		38	296	0
190	4	6	24	90		15	232	4	239	10	15	46	30		40	312	3
191	13	10	34	0		25	376	2	240	7	15	61	90		36	264	0
192	3	4	23	0		14	232	3	241	11	15	43	20		38	272	0
193	4	10	29	20		16	280	2	242	5	10	34	40		18	168	0
194	2	9	27	40		14	236	2	243	5	8	28	0		17	164	0
195	3	9	27	20		15	272	4	244	2	11	29	0		23	192	0
196	1	7	23	20		10	272	3	245	3	11	29	20		20	240	0
197	6	6	13	250		9	200	0	246	10	15	84	0		51	560	0
198	2	2	19	0		12	181	3	247	23	16	84	40		40	480	0
199	3	3	21	10		15	256	0	248	9	17	56	0		24	336	3
200	3	7	27	50		21	272	2	249	3	9	17	0		15	172	0
201	2	4	14	80		13	192	2	250	3	5	21	40		8	104	0
202	4	4	38	20		26	384	4	251	6	9	52	10		23	208	0
203	4	10	40	0		26	288	0	252	19	20	148	20		70	512	3
204	1	4	4	0		1	80	0	253	39	21	119	0		54	448	4
205	1	4	6	0		3	116	0	254	3	6	20	0		9	128	0
206	4	9	27	0		18	168	2	255	2	3	17	20		8	124	0
207	12	19	72	0		53	480	4	256	4	9	38	0		19	200	0
208	7	15	44	20		26	288	0	257	1	2	65	30		5	80	0
209	10	20	66	0		37	336	3	258	5	12	65	20		34	288	0
210	7	13	64	50		37	360	0	259	12	17	70	60		41	352	0
211	11	17	81	0		46	420	2	260	4	14	56	90		30	352	0
212	6	14	45	50		27	344	0	261	9	12	23	150		24	280	0
213	8	14	40	20		27	356	3	262	8	8	19	50		21	320	0
214	7	15	55	0		33	364	2	263	1	5	10	0		6	72	0
215	12	19	30	0		32	384	3	264	13	16	45	0		34	232	0
216	8	11	36	60		27	304	0	265	4	11	65	0		50	476	2
217	12	14	52	10		39	400	10	266	14	18	108	0		46	572	3
218	6	15	40	20		38	316	0	267	9	16	76	0		48	516	4
219	8	13	35	10		24	208	0	268	2	7	21	0		14	264	0
220	2	17	28	0		22	280	0	269	7	11	63	60		33	292	0
221	2	12	32	0		18	248	0	270	2	3	14	0		3	112	0
222	2	21	52	10		30	296	3	271	1	2	7	0		4	104	0
223	2	15	30	0		24	344	0	272	1	5	5	0		3	48	0
224	2	7	24	0		18	196	2	273	5	13	50	0		32	208	3
225	4	10	37	20		29	264	3	274	3	12	30	0		21	188	0
226	2	7	15	20		12	156	0	275	2	7	10	10		6	104	0
227	4	14	43	30		37	304	3	276	9	12	37	80		29	284	0
228	4	10	38	0		32	304	2	277	15	20	59	70		43	288	6
229	3	10	28	0		24	224	0	278	0	15	4	150		0	44	0
230	0	3	3	0		1	56	0	279	0	15	4	150		0	48	0
231	3	8	24	0		15	148	0	280	3	14	38	0		16	232	2
232	5	14	40	0		23	224	2	281	5	10	35	60		11	184	2
233	8	23	74	0		56	480	3	282	19	24	102	0		16	204	2
234	9	15	53	0		30	352	3	283	5	15	59	30		31	312	3
235	12	13	46	0		20	240	2	284	4	11	46	30		22	128	3
236	2	7	17	40		12	144	0	285	15	12	70	200		37	320	4
237	4	11	31	20		27	188	0	286	8	13	102	0		46	384	3

Fim

Mapa 1 – Mapa geológico da região do Maciço Granítico Serra do Paratiú, Cananéia – SP.

LEGENDA

ESTRATIGRÁFICA

CENOZÓICO
QUATERNÁRIO (HOLOCENO)

Qha | Qhmg | Qhm | Qhp | Qhi

Qha - Aluviões em geral. Subordinadamente, juntos aos sopés das serras, coluviões.
Qhmg - Sedimento lodoso de mangue.
Qhm - Sedimento areno-quartzoso, bem selecionado, de deposição marinha.
Qhp - Sedimento arenoso de deposição praial.
Qhi - Sedimento síltico-argiloso com pouca areia fina, de tonalidade acinzentada, de deposição, provavelmente, flúvio-lagunar (indiferenciado - Formação Ilha Comprida?).

TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO (PLIOPLEISTOCENO)
GRUPO MAR PEQUENO
FORMAÇÃO CANANÉIA (PLEISTOCENO)

QpLCa — Areia fina bem selecionada, quartzosa. Localmente observa-se tubos e galerias fósseis de crustáceos do gênero *Callichirus sp.* Sotoposto a este pacote arenoso (Formação Cananéia) observa-se, localmente, sedimentos síltico-arenosos e argilo-síltico, cinza chumbo com laminação ondulada (waves), lenticulares e microestratificação cruzada (Formação Ilha Comprida).

FORMAÇÃO PARIQÜERA-AÇU (PLIOPLEISTOCENO)

QpPQ — Sedimento areno-argiloso e argiloso, variegado, com delgados níveis de cascalho. Ocorre de maneira pontual no extremo NE da área, próximo ao morro Botujuru.

MESOZÓICO
JURÁSSICO-CRETÁCEO

Diques de diabásio ou lamprófiro. Dado o grau de alteração que se encontram grande parte dos mesmos, torna-se difícil uma caracterização petrográfica precisa.

NEOPROTEROZÓICO - EOPALEOZÓICO
GRANITO SERRA DO PARATIÚ (GSP)

PS-€gr — Biotita monzogranito (granito 3b), textura porfirítica e, subordinadamente, porfiróide, com matriz granular hipidiomórfica, de granulação média, localmente fina e/ou grossa, de tonalidade esbranquiçada a acinzentada. Em termos gerais, constitui-se em média por 30-40% de microclínio, 25-30% de quartzo, 25-30% de plagioclásio e 5-10% de biotita. Como acessórios ocorrem: zircão, epidoto, opacos, apatita, sericita-muscovita, clorita, fluorita, titanita, allanita e hidróxido de ferro. Muito localmente ocorre biotita sienogranito (granito 3a).

PALEOPROTEROZÓICO
COMPLEXO TURVO-CAJATI

Pltx Pltm

Pltx - Filito, micaxisto fino, metassilito, metargilito e, subordinadamente metarenito.
Pltm - Xisto conglomerático e metaconglomerado polimítico.

GEOLÓGICA

- Contato geológico definido.
- Contato geológico aproximado.
- Contato geológico provável.
- Falha.
- Lineamento fotogeológico (falhas e juntas).
- 75 — Xistosidade com mergulho indicado ou vertical.
- Alinhamentos de antigos cordões marinhos.
- py — Ocorrência mineral: py (pirita), *il* (ilmenita), ar (areia para fundição).
- Jazida em lavra.
- Jazida desativada.
- A / B — Localização dos perfis geológicos.
- S — Sambaquis (concheiros).
- Estação de amostragem de rocha com classificação petrográfica.
- Estação de amostragem de rocha com classificação petrográfica e análise química.
- Estação de amostragem de rocha com classificação petrográfica e seção polida.
- Estação de amostragem sem classificação petrográfica, porém referênciada no texto da dissertação.

Quanto a codificação das estações de amostragem

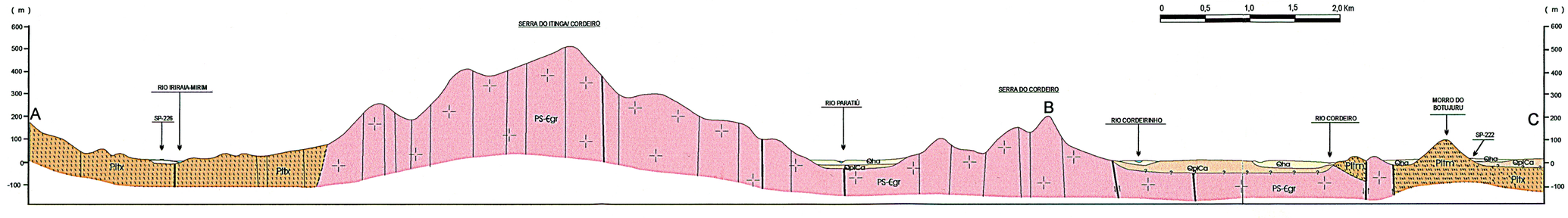
- 100 — Entenda-se: GSP-100-3
- 1B,E — Entenda-se GSP-001-3B e GSP-001-3E

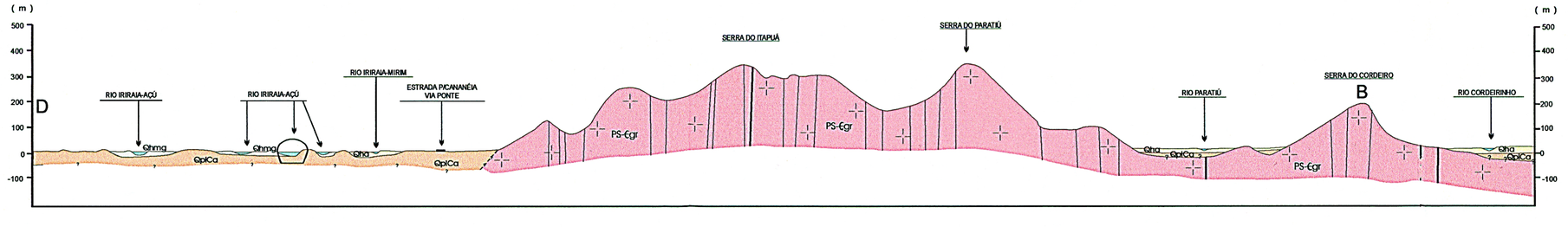
TOPOGRÁFICA

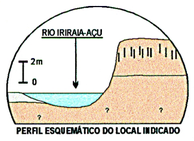
- Rodovia pavimentada
- Rodovia sem pavimento
- Núcleos habitacionais
- Rede de drenagem

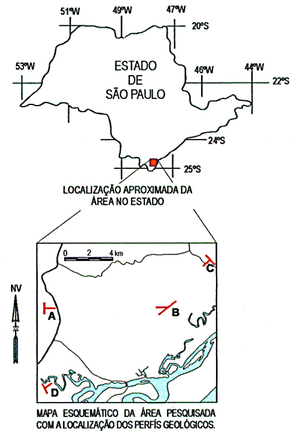
NV

ESCALA GRÁFICA 0 0,5 1,0 1,5 2,0 Km





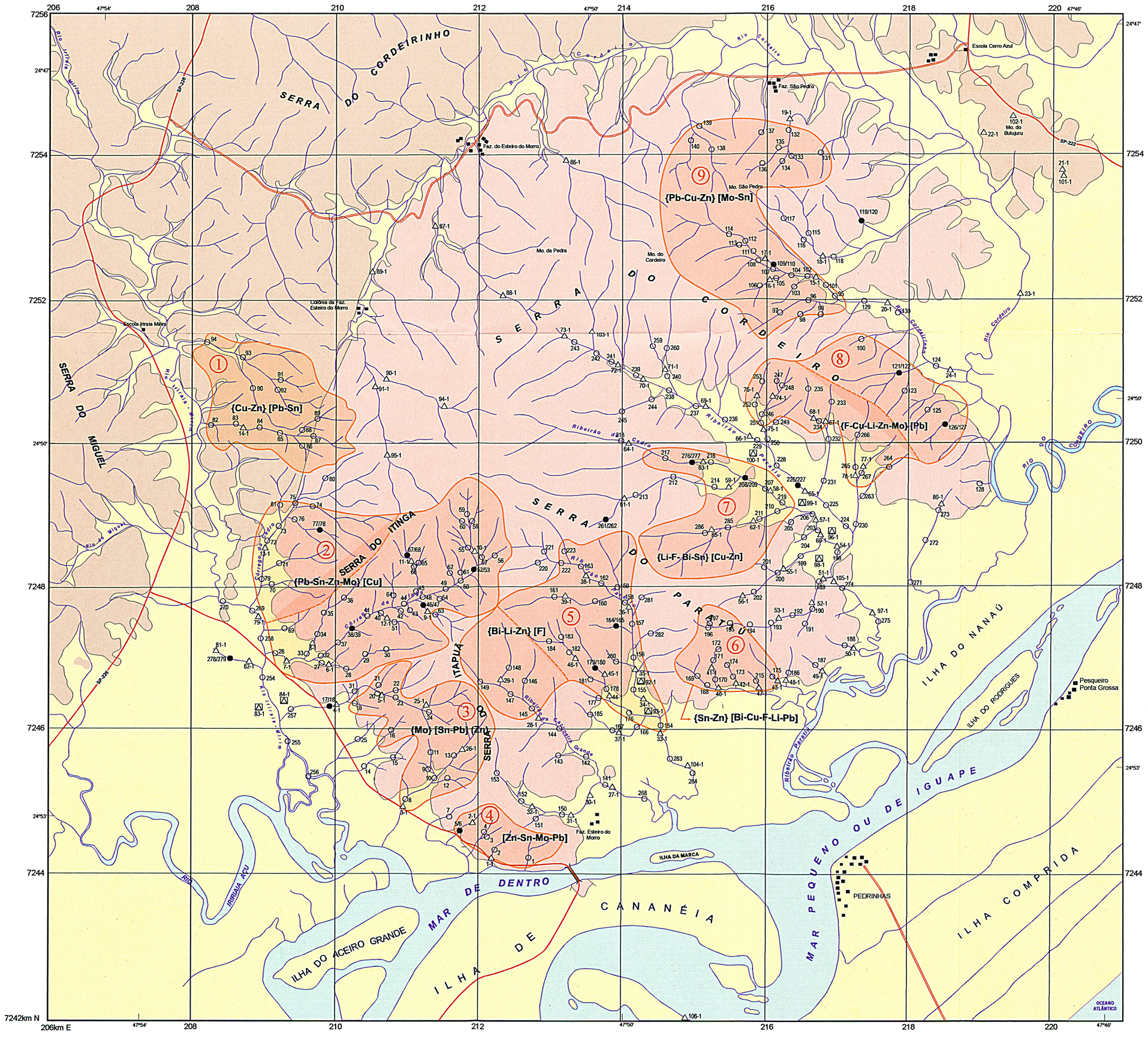




POR: F.A.G. MARTINS, 2002

MAPA 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO MACIÇO GRANÍTICO SERRA DO PARATIÚ, CANANÉIA - SÃO PAULO.

Mapa 2 – Mapa de anomalias geoquímicas e de pontos de amostragens de sedimentos de corrente da região do Maciço Granítico Serra do Paratiú, Cananéia – SP.



LEGENDA

Pontos de amostragem de sedimento de corrente

- ○ Rotina
- ● Replicata

Pontos de amostragem de concentrados de bateia

- △ Concentrados de bateia coletados nas drenagens
- ⧋ Concentrados de bateia coletados em poços (canaletas)

Quanto a numeração das amostras:

- $\bigcirc_{128}$ Entenda GPS-128-0 (sedimentos de corrente)
- $\triangle_{80}$ Entenda GPS-080-1 (concentrados de batéia)
- Drenagem
- Rodovias

ZONA ANÔMALA nº 3

{Mo} - 1ª ordem

[Sn-Pb] - 2ª ordem

(Zn) - 3ª ordem

GEOLOGIA

- Coberturas sedimentares (Cenozóico / Terciário-Quaternário)
- Granito Serra do Paratiú - GSP (Neoproterozóico-Eopaleozóico)
- Complexo Turvo-Cajati (Paleproterozóico)

ESCALA GRÁFICA

0 0,5 1,0 1,5 2,0 Km

NV

LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA ÁREA NO ESTADO

POR: F.A.G. MARTINS, 2002

MAPA 2 - MAPA DE ANOMALIAS GEOQUÍMICA E DE PONTOS DE AMOSTRAGEMS DE SEDIMENTOS DE CORRENTE DA REGIÃO DO MACIÇO GRANÍTICO SERRA DO PARATIÚ, CANANÉIA - SÃO PAULO.