UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GNAISSES MIGMATÍTICOS DO
COMPLEXO ATUBA, CURITIBA PR**

JOSIANE ALINE DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Ian McReath

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Ian McReath
Examinadores:	Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
	Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

SÃO PAULO
2005

DEDALUS - Acervo - IGC

30900016395

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GNAISSES
MIGMATÍTICOS DO COMPLEXO ATUBA, CURITIBA PR.**

Josiane Aline da Silva

Orientador: Prof. Dr. Ian McReath

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2005

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Definição do problema.....	1
1.2 Objetivos da pesquisa.....	1
1.3 Localização e Características da área.....	2
1.4 Materiais e métodos.....	4
1.4.1 Trabalho de campo.....	4
1.4.2 Levantamento bibliográfico.....	5
1.4.3 Estudos Petrográficos.....	5
1.4.4 Estudos Litogeoquímicos.....	7
1.4.5 Química mineral.....	8
1.4.6 Processamento dos textos e dos desenhos.....	10
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	11
2.1 Trabalhos Anteriores.....	11
2.1.1 Parte Histórica.....	11
2.1.2 Domínios tectônicos, unidades e geocronologia.....	12
3. REVISÃO DOS CONCEITOS SOBRE MIGMATITOS E ROCHAS CORRELATAS	17
3.1 Definição dos termos.....	17
3.2 Processos.....	19
3.3 Trabalhos experimentais.....	20
4. GEOLOGIA LOCAL.....	26
4.1 Pedreira Atuba.....	26
4.2 Pedreira Ita.....	34
5. PETROGRAFIA.....	40
5.1 Pedreira Atuba.....	41
5.1.1 Mesossoma.....	43
5.1.2 Leucossoma.....	52
5.1.2.1 Composições granodiorítica, quartzo-monzodiorítica e tonalítica (tipo 1)	52
5.1.2.2 Composição sienogranítica (tipo 2).....	53
5.1.3 Melanossoma.....	54
5.1.4 Granito JAS-01D.....	55
5.1.5 Enclaves máficos.....	55

5.2 Pedreira Ita.....	58
5.2.1 Mesossoma.....	60
5.2.2 Leucossoma.....	63
5.2.2.1 Composição granodiorítica a tonalítica.....	63
5.2.2.2 Composição granítica.....	64
5.2.3 Concentrado máficos ou melanossoma.....	64
5.2.4 Veios hidrotermais.....	65
6. QUÍMICA MINERAL.....	68
6.1 Litotipos da Pedreira Atuba.....	68
6.1.1 Mesossoma.....	68
6.1.2 Leucossoma tipo 2.....	87
6.2 Litotipos da Pedreira Ita.....	90
7. GEOTERMOBAROMETRIA.....	101
7.1 Geotermobarometria de hornblenda-plagioclásio.....	101
7.1.1 Geotermômetro de hornblenda-plagioclásio.....	101
7.1.2 Geobarômetro de Al em hornblenda.....	103
7.1.3 Resultados obtidos neste trabalho.....	105
7.1.3.1 Pedreira Atuba.....	105
7.1.3.2 Pedreira Ita.....	106
7.2 Geotermometria de saturação em zircão e apatita.....	106
7.2.1 Resultados obtidos neste trabalho.....	107
7.2.1.1 Pedreira Atuba.....	107
7.2.1.2 Pedreira Ita.....	107
8. GEOQUÍMICA.....	109
8.1 Pedreira Atuba.....	109
8.1.1 Caracterização geoquímica.....	109
8.2 Pedreira Ita.....	117
8.2.1 Caracterização geoquímica.....	117
9. DISCUSSÃO.....	124
10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	131
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	132

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localização e acessos às áreas de estudo	3
Figura 2	Compartimentação tectônica da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina (Siga Jr. <i>et al.</i> , 1995)	13
Figura 3A	Diagramas QAP para classificação modal dos litotipos da Pedreira Atuba. Nesta figura encontram-se demarcados os campos de classificação de rochas estabelecidos por Streckeisen (1976), recomendados pela IUGS para nomenclatura das rochas granitóides; (1) granitóide rico em quartzo; (2) álcali-feldspato granito; (3) granito; (4) granodiorito; (5) tonalito; (6) quartzo-álcali sienito; (7) quartzo-sienito; (8) quartzo-monzonito; (9) quartzo-monzodiorito; (10) quartzo-diorito; (6', 7', 8', 9', 10') equivalentes sem quartzo de 6,7,8,9 e 10.....	42
Figura 3B	Diagrama QA+PM para classificação modal dos membros coexistentes leucossoma/mesossoma/melanossoma.....	42
Figura 4A	Diagramas QAP para classificação modal dos litotipos da Pedreira Ita. Nesta figura encontram-se demarcados os campos de classificação de rochas estabelecidos por Streckeisen (1976), recomendados pela IUGS para nomenclatura das rochas granitóides; granitóide rico em quartzo; (2) álcali-feldspato granito; (3) granito; (4) granodiorito; (5) tonalito; (6) quartzo-álcali sienito; (7) quartzo-sienito; (8) quartzo-monzonito; (9) quartzo-monzodiorito; (10) quartzo-diorito; (6', 7', 8', 9', 10') equivalentes sem quartzo de 6,7,8,9 e 10.....	60
Figura 4B	Diagrama QA+PM para classificação modal dos membros coexistentes leucossoma/mesossoma/melanossoma.....	60
Figura 5	Composição de anfibólios cálcicos presentes no mesossoma da Pedreira Atuba representada no diagrama de classificação de Leake <i>et al.</i> (1997): $(Na+K)_A > 0,5$	70
Figura 6	Diagramas de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de mesossoma dos litotipos da pedreira Atuba: A) troca edenítica; B) troca plagioclásio; C) troca tschermakítica. Há sobreposição de pontos que resulta num número aparentemente menor de pontos no gráfico.....	70
Figura 7	Diagrama de variações catiônicas para biotita de mesossoma dos litotipos da Pedreira Atuba.....	74
Figura 8	Diagrama de classificação de plagioclásio em mesossoma dos litotipos da Pedreira Atuba.....	77

Figura 9	Diagrama de classificação de plagioclásio e feldspato alcalino em leucossoma tipo 2 da pedreira Atuba.....	87
Figura 10	Composição de anfibólios cálcicos presentes no mesossoma, leucossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita, representada no diagrama de classificação de Leake <i>et al.</i> (1997): $(Na+K)_A > 0,5$	91
Figura 11	Diagramas de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de mesossoma, leucossomas e concentrados máficos dos litotipos da pedreira Ita: A) troca edenítica; B) troca plagioclásio; C) troca Ti-tschermakítica e D) troca tschermakítica.....	92
Figura 12	Diagrama de classificação de plagioclásio em mesossoma, leucossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita.....	95
Figura 13	Diagrama de variações catiônicas para biotita de mesossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita.....	96
Figura 14	Diagrama de classificação química dos litotipos da pedreira Atuba (Middlemost, 1985).....	111
Figura 15	Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os litotipos da pedreira Atuba.....	112
Figura 16	Diagramas de variação tipo Harker (elementos traço) para os litotipos da pedreira Atuba.....	113
Figura 17	Espectro de elementos terras raras para os litotipos da pedreira Atuba (normalizados a partir de Evensen <i>et al.</i> , 1978)	114
Figura 18	Espectro de elementos terras raras para a amostra JAS-01D (normalizados a partir de Evensen <i>et al.</i> , 1978)	115
Figura 19	Diagrama de classificação química dos litotipos da pedreira Ita. Os campos de classificação estabelecidos por Middlemost, 1985: (6) granito; (11) granodiorito; (12) diorito.....	118
Figura 20	Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os litotipos da pedreira Ita.....	119
Figura 21	Diagramas de variação tipo Harker (elementos traço) para os litotipos da pedreira Ita.....	120
Figura 22	Espectro de elementos terras raras para os litotipos da pedreira Ita (normalizados a partir de Evensen <i>et al.</i> , 1978)	121
Figura 23	Sistema Qz-Ab-Or-H ₂ O dos litotipos da pedreira Atuba, para pressões de água de 1, 5 e 10 kbar (modificado de Johannes, 1985).....	128
Figura 24	Sistema Qz-Ab-Or-H ₂ O dos litotipos da pedreira Ita, para pressões de água de 1, 5 e 10 kbar (modificado de Johannes, 1985).....	128

- Figura 24** Sistema Qz-Ab-Or-H₂O dos litotipos da pedreira Ita, para pressões de água de 1, 5 e 10 kbar (modificado de Johannes, 1985)..... 128
- Figura 25** Sistema Qz-Ab-Or com as trajetórias projetadas para sistemas saturados em água, a 1 atm e pressões de 0.5 a 30 Kbar. Mostra também um sistema anidro de 4 a 10 kbar de pressão, e as influências de F e Ca (An) neste sistema (modificado de Rollinson, 1993)..... 129
- Figura 26** Fusão em equilíbrio no sistema Qz-Or-Ab-H₂O. As curvas de α_{H_2O} representam o *solidus* para cada atividade de H₂O específica. A curva X_w^m mostra o equilíbrio de P e T para o conteúdo mínimo de água especificado (modificado de Johannes, 1985) 129

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1	Padrões analíticos.....	9
Tabela 2	Diferentes designações existentes para unidades geotectônicas com a mesma cartografia em mapa.....	16
Tabela 3	Definições de alguns termos importantes.....	18
Tabela 4	Legendas e símbolos utilizados para a pedreira Atuba nos diagramas e no texto em geral.....	41
Tabela 5	Análises modais dos litotipos da pedreira Atuba.....	42
Tabela 6	Legendas e símbolos utilizados para a pedreira Ita nos diagramas e no texto em geral.....	59
Tabela 7	Análises modais dos litotipos da Pedreira Ita.....	59
Tabela 8	Análises químicas de anfibólio – pedreira Atuba.....	71
Tabela 9	Análises químicas de biotita – pedreira Atuba. Abreviações: meso - mesossoma; leuco- leucossoma	75
Tabela 10	Análises químicas de plagioclásio – pedreira Atuba	78
Tabela 11	Análises químicas de feldspato alcalino – pedreira Atuba.....	81
Tabela 12	Análises químicas de zircão – pedreira Atuba e Ita	83
Tabela 13	Análises químicas de titanita – pedreira Atuba.....	85
Tabela 14	Análises químicas de feldspato alcalino para leucossoma tipo 2 – pedreira Atuba.....	88
Tabela 15	Análises químicas de plagioclásio para leucossoma tipo 2 – pedreira Atuba.....	89
Tabela 16	Análises químicas de anfibólio – pedreira Ita.....	93
Tabela 17	Análises químicas de plagioclásio – pedreira Ita.....	97
Tabela 18	Análises químicas de feldspato alcalino – pedreira Ita.....	99
Tabela 19	Análises químicas de biotita – pedreira Ita.....	100
Tabela 20	Dados obtidos para T_{Zir} , T_{Ap} , $T_{Hbl-Plag}$; $P_{solidus}$ nas pedreiras Atuba e Ita.....	108
Tabela 21	Legendas e símbolos utilizados para a pedreira Atuba nos diagramas e no texto em geral. Apresenta classificação modal, geoquímica e normativa.....	111
Tabela 22	Análises geoquímicas para os litotipos da pedreira Atuba.....	116
Tabela 23	Legendas e símbolos utilizados para a pedreira Ita nos diagramas e no texto em geral. Apresenta classificação modal, geoquímica e normativa.....	118
Tabela 24	Análises geoquímicas para os litotipos da pedreira Ita.....	123

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1	Visão panorâmica da Pedreira Atuba. No detalhe localização das fotos 2,3,4 e 6 deste capítulo. Não estão localizadas neste perfil as fotos 5 e 7	28
Foto 2	Detalhe de gnaiss estromático deformado com porção leucocrática de composição granodiorítica.....	29
Foto 3	Leucossoma de composição granítica, com textura pegmatítica formada por mega-cristais de feldspato alcalino envoltos por uma matriz de plagioclásio e quartzo.....	29
Foto 4	Leucossoma de composição granítica, com textura equidimensional, deformado com gnaiss (mesossoma)	30
Foto 5	Detalhe do contato entre enclave máfico e gnaiss (mesossoma)	30
Foto 6	Detalhe mostrando transposição da foliação, sugerindo intensa deformação dúctil.....	33
Foto 7	Estruturas “ <i>ptigmaticas</i> ” quais exibem alta desarmonia em dobras extremamente tortas.....	33
Foto 8	Visão panorâmica da pedreira Ita. No detalhe localização das fotos 9b e 10b deste capítulo. Não estão localizadas neste perfil as fotos 9a e 10 ^a	36
Foto 9a	Detalhe mostrando bordas melanossomáticas ou concentrados máficos na presença de leucossoma granodiorítico.....	37
Foto 9b	Detalhe mostrando desmembramento de concentrados máficos em pequenos Glomérulos de anfibólio e biotita.....	37
Foto 10a	Faturamento hidráulico de enclave máfico com participação de leucossoma de composição granodiorítica.....	38
Foto 10b	Faturamento hidráulico de enclave máfico.....	38
Foto 11	Biotita do tipo 1 (placóide) com contatos nítidos e retilíneos com o anfibólio (ao microscópio petrográfico – luz transmitida).....	46
Foto 12	Biotita dos tipos 1 e 2. Note na parte superior da foto o tipo 2, com bordas corroídas ao redor do plagioclásio (ao microscópio petrográfico – luz transmitida)	46
Foto 13	Anfibólio (1, 2 e 3) com preenchimento dos planos de clivagem por feldspato alcalino(6). Apresenta inclusões de plagioclásio (5) e titanita subidiomórfica (4) e xenomórfica (7). As áreas com tonalidades semelhantes a (6) são de feldspato alcalino intersticial, o qual preenche todos os espaços ao redor do anfibólio além de apresentar reação com plagioclásio (ao microscópio eletrônico de varredura- imagem de elétrons retroespalhados).....	47

Foto 14	Anfibólio do tipo 2, de caráter xenomórfico, com bordas de desequilíbrio e grande quantidade de inclusões (ao microscópio petrográfico – luz transmitida)	49
Foto 15	Imagem cátodo-luminescência mostrando textura ígnea preservada. No detalhe a cor amarela é apatita. Área aproximada da foto é 1,7 x 1,1 centímetros.....	49
Foto 16	Feldspato alcalino (2 e 3) preenchendo os espaços intersticiais ao redor do anfibólio (4, 5e 6) e biotita (1) (ao microscópio eletrônico de varredura-imagem de elétrons retroespalhados).....	50
Foto 17	Titanita subidiomórfica com zonamento e inclusões de apatita (ao microscópio eletrônico de varredura – imagem de elétrons retroespalhados).....	51
Foto 18	Titanita subidiomórfica a xenomórfica com inclusões de apatita (ao microscópio eletrônico de varredura – imagem de elétrons retroespalhados).....	51
Foto 19	Feldspato alcalino com bordas irregulares e geminação localizada em alguns setores do grão.....	56
Foto 20	Detalhe da textura do granito JAS-01D.....	57
Foto 21	Anfibólio idiomórfico com pequenas inclusões de apatita.....	66
Foto 22	Anfibólio xenomórfico com inclusões de apatita e minerais opacos.....	66
Foto 23	Anfibólio sendo substituído por epidoto.....	67

RESUMO

A química mineral e de rocha total, a petrografia convencional e de catodo-luminescência, e a microscopia eletrônica de varredura de gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, leste do Estado do Paraná, foram utilizadas para caracterizar os componentes da migmatização, e os problemas associados à fusão parcial destas rochas, e para delimitar as condições de temperatura e pressão atingidas durante metamorfismo ou anatexia. Os trabalhos foram desenvolvidos sobre amostras de duas pedreiras, Atuba a norte e Ita a sul deste complexo. No início, os termos específicos para migmatitos foram utilizados de forma apenas descritiva. Os mesossomas são anfíbio-biotita gnaisses, compostos por hornblenda + biotita + plagioclásio + quartzo $\pm$ feldspato alcalino + titanita + apatita + zircão $\pm$ granada. As temperaturas e pressões obtidas pelo geotermômetro hornblenda/plagioclásio foram T de 724 ± 17 a $718 \pm 27^\circ\text{C}$ para valores de P estimados pelo método de Al-em-hornblenda entre $6,78 \pm 0,51$ e $6,89 \pm 0,46\text{kb}$. Tais condições são transicionais entre as normalmente aceitas para a fácies anfibolito e granulito. Os leucossomas são de dois tipos, a primeira de composição granodiorítica a quartzo-monzodiorítica, composto por plagioclásio + quartzo + feldspato alcalino $\pm$ biotita, e o segundo de composição sienogranítica, composto por feldspato alcalino + quartzo + plagioclásio, ambos desprovidos de acessórios. As estimativas de temperaturas de cristalização dos leucossomas através da saturação em zircão e apatita não devem ser muito precisas, devido às baixas concentrações de Zr e P_2O_5 nestas rochas. Todos os leucossomas, inclusive a amostra ATU-19 cujo mesossoma não foi analisado, apresentam padrões dos elementos terras raras que são típicos dos feldspatos. Enquanto as composições dos pares mesossoma/leucossoma ATU-16 e ATU-18 plotam à esquerda da trajetória dos pontos mínimos e eutéticos do sistema haplogranítico saturado em H_2O , a composição de ATU-19 fica no campo primário de Or sob praticamente qualquer condição de P, T e composição do fluido. Portanto, este leucossoma não deve representar um líquido. A amostragem dos melanossomas para análise química provou ser sujeita a contaminações, devido a suas pequenas dimensões. Quando tentou-se relacionar os termos presentes dentro de esquemas petrogenéticos (usando os termos específicos agora no sentido genético), verificou-se que a identificação dos trios leucossoma-mesossoma (paleossoma)-melanossoma, fácil na escala da amostra de mão, ou da lâmina delgada, é mais difícil na macroescala. Foi possível identificar, geoquimicamente, trios de rochas que, a grosso modo, corresponderiam a trios petrogeneticamente relacionados. O granito JAS-01 representa um dos tipos intrusivos em rochas do complexo na escala local a regional. Sua composição, muito pobre em Ca e Sr, cujo padrão dos ETR apresenta forte anomalia negativa de Eu e $\text{ETRP}_{(N)} > \text{ETRL}_{(N)}$, parece representar rocha formada a partir da fusão parcial de tonalito, em equilíbrio, ainda, com plagioclásio. Os teores de K, Rb e Zr observados podem ser atribuídos, provisoriamente, à fusão com desidratação da biotita.

ABSTRACT

Whole rock and mineral chemistry, conventional and cathodoluminescence petrography and scanning electron microscopy were used to identify the components involved in migmatization of migmatitic gneisses of the Atuba Complex in eastern Paraná State, as well as to investigate problems related to the partial melting of these rocks, and to determine temperatures and pressures reached during metamorphism and anatexis. Samples from two quarries, Atuba in the northern part, and Ita in the southern part of the complex, were studied. During the initial study, specific terms for migmatites were used only in a descriptive sense. Mesosomes are amphibole-biotite gneisses composed of hornblende, biotite, plagioclase, quartz, titanite, apatite, zircon and sometimes alkali feldspath and garnet. The hornblende-plagioclase geothermometer gave temperatures of 724 ± 17 a to $718 \pm 27^\circ\text{C}$ for pressures between $6,78 \pm 0,51$ and $6,89 \pm 0,46\text{kb}$. The values are transitional between those usually accepted for the amphibolite and granulite facies.

Leucosomes are of two types, the first granodioritic to quartz-monzodioritic with plagioclase, quartz, alkali feldspar and sometimes biotite, the second syenogranitic with quartz, plagioclase and alkali feldspar. Both types essentially lack accessory minerals. The assemblage does not allow calculation of the pressure of formation, and the low concentrations of Zr and P_2O_5 result in unreliable temperature estimates using zircon and apatite saturation geothermometers. All leucosomes, including ATU-10 whose accompanying mesosome was not analysed, have REE patterns typical of feldspars with $\text{LREE(N)} > \text{HREE(N)}$ and significant positive Eu anomalies. The compositions of ATU-16 and ATU-18, together with their mesosomes, plot to the left of the trajectory of minima or eutectics in the haplogranite- H_2O system, while ATU-19 falls within the primary field of Or under practically any reasonable pressure and fluid composition. It probably does not represent, therefore, a liquid composition.

The sampling of melanosomes for chemical analysis was subject to contamination due to their small widths.

Attempt to relate the rocks present in petrogenetic schemes (using the specific terms now in a petrogenetic sense), it was seen that the identification of leucosome-mesosome(paleosome)-melanosome trios, easy at hand specimen or thin section scales, was much less obvious at the scale of the quarries. Rough geochemical approximations to reasonable trios were found.

The granite JAS-01 represent one of the types which cuts rocks of the Complex at local and regional scales. Its compositions is very poor in Ca and Sr, and its REE pattern has a strong negative Eu anomaly, with $\text{HREE(N)} > \text{LREE(N)}$. This rock may have been produced by partial melting of tonalite, with plagioclase still present in the refractory residue. The K, Rb and Zr contents observed might have been produced by this rock may have been produced by dehydration melting of biotite.

AGRADECIMENTOS

- A CAPES pela Bolsa de Mestrado.
- A USP e ao Instituto de Geociências, pela oportunidade de estudar o chão de casa.
- Ao meu orientador, professor Ian McReath, pela sua bela sugestão de estudo, pela quantidade e atualidade das referências bibliográficas e pelo seu bom senso e humor, obrigada!
- Aos principais incentivadores e financiadores desta pesquisa, Miguel Ângelo Stipp Basei e Oswaldo Siga Júnior, sem esquecer da ajuda na quebra e coleta das amostras.
- Agradecimentos especiais aos professores da UFPR, os quais auxiliaram em várias fases deste trabalho, Eleonora Vasconcellos, Eduardo Salamuni, Jeferson Picanço, José Manuel dos Reis Neto, Maria José Mesquita e Mauro Monastier, conto com vocês para a próxima batalha.
- Em especial a fotógrafa de campo, Silvana Bressan Riffel, que mesmo tendo um apreço especial pela geomorfologia da Serra do mar, não mediu esforços para me acompanhar nas etapas de campo neste “complexo”. Pelas ótimas exposições e por toda a logística das atividades de campo, além do seu companheirismo, valeu Sill.
- Aos amigos, Ana Paula Soares (Cana), Ângela Pacheco Lopes, Daniel Bettu, (Pitu), Daniel Scheer, Fabiana Gallina, Leonardo Cury (Pareja), Leila Perdoncini, pelas discussões de campo, perguntas difíceis, medidas de croquis, fotos, presença e correção da dissertação.
- A Tays Defaveri, que sempre fez parte das conversas sobre migmatitos, embora conhecesse mais proteínas e calorias, e “nunca” ficou chateada por ter que guardar amostras, obrigada pelo Q.G.
- Aos colegas da pós-graduação, que de uma forma ou outra sempre ajudaram, Hércio Prazeres Filho, Iede Zolinger, Lucilene Martins, Ossama Harara, Sergio Wiliam Rodrigues, Werner Weber.
- Aos funcionários dos laboratórios, Marcos, Paulo, Samuel, Vasco, Claudia Passarelli, Solange, obrigada pela atenção dispensada.
- A minha família, Luiz, Alice, Fabiana, Áureo, Juliana, Ricardo, André e Marcinha pelos incentivos e pela paciência.
- A Teresa e ao Sergio Oliva por terem me acolhido no início destes trabalhos.
- Ao Ricardo Oliva (Rica), por ter feito parte de todas as etapas deste trabalho, sem esquecer dos campos aos domingos pela manhã e das correções da dissertação. Agora já posso dizer que conhece migmatitos!
- Ao Antonio Carlos da Silva, pelas agulhas mágicas de acupuntura, que relaxam e ajudam a escrever dissertação!

1. INTRODUÇÃO

1.1 Definição do problema.

Para a compreensão da origem e evolução de migmatitos é preciso identificar os processos de geração de magmas iniciais, seus mecanismos de escape/segregação, agregação e ascensão, bem como os processos de modificação que atuaram sobre eles (Brown, 1994).

A investigação destes processos leva ao entendimento da geração e colocação de magmas graníticos.

O presente trabalho envolve um estudo da migmatização de rochas metamórficas de médio/alto grau com enfoque particular aos gnaisses da família dos granitóides.

1.2 Objetivos da Pesquisa.

O objetivo desta pesquisa consiste na:

- Caracterização dos componentes participantes da migmatização através de estruturas, *fabrics* (tramas) e assembléias minerais, e seus prováveis produtos;
- Identificação dos problemas associados à fusão parcial destas rochas (ex. baixa mobilidade e separação ineficiente dos magmas);
- Delimitação das condições de temperatura e pressão atingidas;

As condições de equilíbrio metamórfico serão inferidas com base em análises de química mineral através da aplicação de geotermômetro e geobarômetros. E por fim, através dos geobarômetros, será avaliada a extensão da profundidade crustal em que estes processos ocorreram.

Após, com a definição das características geoquímicas dos diferentes litotipos, obtidas através de análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras, será elaborado um modelo petrogenético.

1.3 Localização e Características da área.

Os alvos estudados (figura 1) situam-se no leste do Estado do Paraná, e abrangem duas pedreiras, localizadas nas cidades de Curitiba e Quitandinha. A área é delimitada pelas coordenadas 25°00 e 26°00 de latitude sul e 49°00 e 49°30 de longitude oeste de Greenwich.

A região conta com boa rede viária. O acesso à Pedreira Atuba, saindo de Curitiba sentido São Paulo, é dado pela BR-116 até o trevo do Atuba, onde acessa-se a BR-476 sentido Curitiba – Bocaiúva do Sul. Após 3 km, a pedreira já pode ser avistada do lado esquerdo da estrada; o acesso é dado por uma rua asfaltada a partir desta rodovia.

O acesso à Pedreira Ita é dado pela BR-116, a partir da cidade de Curitiba em direção a Porto Alegre, e após 70 km a pedreira já pode ser vista do lado direito da estrada.

A área estudada está inserida no compartimento geomorfológico do Primeiro Planalto Paranaense, o qual inicia nas encostas ocidentais da Serra do Mar, com altitudes variando de 800 a 1000m.

O clima, segundo Koppen, é do tipo C – mesotérmico, subtipo f, subtropical úmido, sem estação seca, Cfb zona temperada sempre úmida, apresentando mais de cinco geadas noturnas (<http://www.pr.gov.br>).

A vegetação local é classificada como do tipo Floresta Caducifólia subtropical com pinheiros (*Araucária angustifolia*). A mata nativa foi quase que totalmente substituída, restando vestígios da mesma em lugares mais afastados da ocupação urbana e nas encostas dos morros mais íngremes (<http://www.pr.gov.br>).

As precipitações pluviométricas ocorrem em todos os meses, com média anual de cerca de 1000mm, e mesmo nos meses mais secos as precipitações sempre atingem mais de 60mm, e a temperatura média no mês mais quente é menor que 22°C (<http://www.pr.gov.br>).

Do ponto de vista econômico, a atividade da pedreira Ita resume-se à extração de brita para a construção de estradas e construção civil, enquanto a Atuba está desativada.

Figura 1 - Localização e acessos às áreas de estudo

1.4 Materiais e métodos.

1.4.1 Trabalho de campo

Os estudos de campo compreenderam o reconhecimento litológico do Complexo Atuba. Em etapas preliminares foram feitas saídas de campo a outras pedreiras que fazem parte do complexo, além de perfis geológicos nas adjacências da BR-116 próximas a área norte da Represa do Capivari.

O presente trabalho não teve como enfoque o mapeamento geológico da área de interesse, e sim a caracterização dos processos de migmatização que afetaram partes do Complexo Atuba.

Os estudos foram divididos e concentrados nas duas pedreiras representadas na figura 1, que contam com uma ampla área de afloramento, a qual possibilitou melhor visualização dos componentes participantes do metamorfismo de mais alto grau e de eventos de anatexia, bem como a comparação entre os litotipos destas duas pedreiras.

Foram feitos croquis das pedreiras, perfis geológicos medidos centimetricamente (com comprimento de 2-25 metros), e coletadas amostras com a finalidade de conhecer as relações entre os diferentes componentes e ter-se uma noção de volume de cada litotipo.

Foram realizadas cinco principais etapas de campo, com duração total de 15 dias, que possibilitaram o reconhecimento dos litotipos das áreas objeto deste estudo. Tal reconhecimento permitiu uma amostragem seletiva, para fins de estudos petrográficos (petrografia convencional e de catodo-luminescência) e de microscopia eletrônica de varredura, geoquímicos de rocha total e mineral. Além disso, o estudo de campo envolveu a confecção de croquis das pedreiras e levantamento de perfis, com comprimento de 2 a 25m, medidos centimetricamente.

1.4.2 Levantamento Bibliográfico.

O levantamento bibliográfico incluiu uma primeira fase, à revisão dos trabalhos existentes sobre a área e adjacências, incluindo a descrição estratigráfica e a evolução tectônica deste complexo, bem como as idades das unidades presentes. Na segunda fase, efetuou-se uma revisão dos trabalhos (tanto teóricos quanto experimentais) relacionados com os processos e produtos de migmatização.

1.4.3 Estudos petrográficos.

O estudo petrográfico envolveu 32 lâminas delgadas e as fatias de contra-amostra relacionadas às diferentes partes formadoras de migmatitos, bem como o contato entre estas partes, para que pudessem ser avaliadas as fases minerais presentes e suas relações texturais nestas porções de contato. Foram realizados nas dependências do Laboratório de Ótica do Instituto de Geociências – USP, utilizando-se do microscópio Zeiss AXIOPLAN.

A seleção para as análises para geoquímica de rocha total baseou-se na petrografia. A etapa de análise química baseia-se na descrição petrográfica, visando à seleção prévia dos minerais representativos da rocha e considerando suas características ópticas, tais como hábito, zoneamento, corrosão, inclusão, alterações e forma de ocorrência.

Análises modais

Esta técnica consiste em delimitar a área na lâmina a ser contada, determinar quantos pontos serão contados e definir o espaçamento horizontal (x) entre eles, uma vez que o espaçamento vertical (y) (manual) é fixo em 0,2mm. Nas amostras contadas, a média de pontos foi de 1500 podendo chegar até 3000 em algumas lâminas, com espaçamento variando de 0,25 a 1mm, seguindo a metodologia de Chayes (1956). Foi utilizado contador manual no Laboratório de Ótica do Instituto de Geociências - USP.

Catodo-luminescência (CL)

Quando um feixe de elétrons é dirigido à superfície de alguns minerais, por conta de suas estruturas eletrônicas, estes podem emitir uma radiação eletromagnética, freqüentemente dentro ou próxima da faixa visível.

A catodo-luminescência (CL) é uma técnica hoje amplamente utilizada para exames petrográficos geológicos e de outros materiais, através de bombardeamento de elétrons. Em algumas circunstâncias, importantes informações podem ser obtidas por catodo-luminescência que não as poderiam ser por outras técnicas de avaliação.

As observações por catodo-luminescência complementam observações petrográficas feitas por luz transmitida e luz refletida. Tais observações podem ser aplicadas, por exemplo, no reconhecimento de zoneamentos complexos em feldspatos, nas avaliações rápidas da distribuição da apatita, e na identificação de traços de calcita nas bordas do anfibólio que indicam a alteração associada com cloritização do anfibólio (Marshall, 1988).

Mariano *et al.* (1973) sintetizaram plagioclásios e mostraram que sua luminescência pode ser causada por: (a) Ti^{4+} como ativador produz CL azul; (b) Mn^{2+} como ativador produz CL verde-amarelada; (c) Fe^{2+} como ativador produz CL verde-amarelado, embora em muitos casos ele seja um inibidor de emissões; (d) Fe^{3+} como ativador produz CL vermelha; (e) Cu^{2+} como ativador produz CL azul.

Foram realizadas quatro sessões de análises por CL, perfazendo todas as fatias de amostras utilizadas na confecção de lâminas, todas no Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da USP, utilizando Luminoscópio. As condições analíticas adotadas foram: feixe de energia 15 kV, 1 mA para a corrente do feixe, foco 0 (desfocado) e tempos de exposição de 0,5 a 5 segundos, vácuo 20-100 m torrs. A área atingida pelo feixe varia entre 2,5 cm X 1,0 cm e 3,0 cm X 1,5 cm, aproximadamente.

Para captura das imagens foi utilizada fotografia convencional com máquina Pentax modelo MZ50 e lente ultramacro, comprimento focal 100mm e abertura máxima 3,5 com filme Esperia Aşa 400 Fuji.

Microscopia eletrônica de varredura

Para esse trabalho analítico, foram escolhidas duas amostras, que foram laminadas e depois metalizadas a vácuo com uma película de carbono de 100 a 300 Å de espessura, para assegurar melhor condutibilidade dos elétrons na superfície do mineral.

O microscópio eletrônico de varredura, de fabricação LEO, modelo 440i, do DGSA/IG/USP, foi empregado para analisar, por meio de elétrons retroespalhados e secundários, a composição de anfibólio e plagioclásio, a textura e morfologia dos minerais, e possíveis zoneamentos em feldspatos. Análises semiquantitativas foram obtidas a partir de um ponto na amostra, com diâmetro da ordem de poucas micras, bem como a partir de áreas maiores, varridas pelo feixe eletrônico. No primeiro caso, emprega-se a técnica do EDS (sistema de dispersão de energia) e no segundo do *scanning* (varredura).

No total, foram produzidas 9 imagens de anfibólio, 9 de plagioclásio, 9 de biotita, 2 de titanita com aumento variável entre 100 e 5000 vezes, de um total de 29 análises semiquantitativas de pontos localizados nessas fases. Também foram produzidas imagens de elétrons retroespalhados para verificar possíveis zoneamentos presentes.

1.4.4 Estudos litogeoquímico.

Foram realizadas dezessete análises geoquímicas de rocha total, em porções individuais e distintas dos migmatitos (leucossoma, mesossoma e concentrado máfico). Na obtenção do material necessário para este estudo procedeu-se da seguinte maneira:

- separação das porções distintas por corte em serra manual;
- quebra manual em pedaços de aproximadamente 5 cm;
- britagem em um britador de mandíbulas de aço;
- quarteamento e moagem secundária em moinho de bolas (carbonato de tungstênio).

O material resultante, em granulometria inferior a 250 mesh, foi encaminhado para o Laboratório de Fluorescência de Raios X do DMG IGc-USP para análise de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO e TiO_2) em pastilhas fundidas, e traços (Ba, Be, Cl, Co, Cr, Cu, F, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn

e Zr) em pastilhas prensadas. Os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) foram dosados no Laboratório de Química e ICP do DMG-IGc-USP.

Para o processamento destes dados foram utilizados os seguintes *softwares*: Minpet 2.0, Newpet 93.02.16, Excel 98 e Corel Draw versões 9 e 10.

1.4.5 Química mineral.

Análises minerais pontuais foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências – USP, com equipamento Jeol JXA-8600S, com sistema de automação VOYAGER 3.6.1 da Noran Instruments, munido de sistema de dispersão de energia acoplado, e de detector de dispersão de energia (ED), e de 5 espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WD).

As seções delgadas polidas foram cobertas com uma fina película (~25 nm) de carbono usando evaporador AUTO 206 da Edwards, disponível no laboratório.

A determinação da composição química das fases minerais constitui uma ferramenta de grande valia para fins de caracterização petrográfica. Ressalte-se que a aplicação dos dados transcende essa função, sendo de importância fundamental em modelagens petrogenéticas envolvendo o quimismo de rochas, além de definir condições físico-químicas (P, T, fO_2) reinantes durante a formação dos minerais.

Foram analisados 205 pontos para elementos maiores e alguns traços em anfibólio, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, titanita e zircão. Com objetivo de avaliar o grau de homogeneidade, foram feitas rotineiramente leituras de pontos nas bordas e nos centros dos cristais.

As condições de operação adotadas foram: 15 kV para o potencial de aceleração, 10-20 nA para a corrente do feixe eletrônico, diâmetro do feixe variável entre μm para micas e anfibólio e de μm para plagioclásio. O tempo máximo de integração das contagens foi de 10" para a maioria dos elementos, de 5" para os mais voláteis (Na, K, F, Cl) e de 30" para os menores e traços. As correções para o efeito matriz (número atômico, absorção atômica e fluorescência) foram feitas com programa de uso interno do laboratório (PROZA).

A exatidão dos resultados obtidos varia com a concentração do elemento presente na fase investigada, estimando-se erros em torno de 3% para os elementos maiores e 5% para os menores. Já os erros relativos à reprodutibilidade (precisão) dos dados, reflexo das condições operacionais, são de aproximadamente 1%.

Os dados de química mineral são apresentados na forma de porcentagem em peso (%) dos óxidos, bem como expressos em proporções catiônicas, fórmulas estruturais, componentes moleculares ou mesmo diagramas de variação química, usando-se para este último propósito os programas MinCalc, MINPET 2.02 (1995), Corew Draw[®] 9, Microsoft Word[®] e Excel[®].

As linhas espectrais, cristais analisadores e padrões analíticos estão listados na Tabela 1.

Tabela 1. Padrões analíticos

Linha	Cristal	Padrões		
		Anfibólio	Micas	Plagioclásio
Si K α	TAP	Wollastonita	Wollastonita	Microclínio
Ti K α	LIF	Rutilo	Rutilo	Rutilo
Zr L α	PET	Zircão	Zircão	-
Al K α	TAP	Hornblenda	Anortita	Anortita
Fe K α	LIF	Olivina	Olivina	Olivina
Mn K α	LIF	Olivina	Olivina	-
Mg K α	TAP	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio
Zn K α	LIF	ZnO	ZnO	-
Ca K α	PET	Wollastonita	Wollastonita	Anortita
Ba L α	LIF	-	Barita	-
Ba L α	PET	-	-	Barita
Sr L α	PET	-	-	Sr-anortita
Na K α	TAP	Albita	Albita	Albita
K K α	PET	Microclínio	Microclínio	Microclínio
Cl K α	PET	Apatita	Apatita	-
F K α	TAP	Fluorita	Fluorita	-

Para processamento dos dados e apresentação dos diagramas de composição química, foram utilizados os programas Minpet 2.02 (para recálculo de anfibólio, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino; de autoria de Linda R. Richard, 1995).

1.4.6 Processamento dos textos e dos desenhos.

Para a confecção dos desenhos foram utilizados os *softwares* Corel Draw versões 9 e 10 e Panavue ImageAssembler versão 2.05.

Foram utilizados os *softwares* Excel 98 para construção de tabelas e Word 98 para elaboração dos textos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada está localizada na região sudeste do Estado do Paraná, denominado Complexo Atuba, que, juntamente com a Suíte Rio Piên, integram o Domínio Tectônico Curitiba.

Localizado numa faixa com direção NE-SW entre os Estados do Paraná e São Paulo é limitado por zonas de cisalhamento. O limite ao norte é dado pelo Cinturão Ribeira, e ao sul pelo Cráton de Luís Alves (Figura 2). Este terreno serve como embasamento para a Bacia de Curitiba.

Neste contexto, são reconhecidos cinco domínios geológicos distintos: (i) gnaisses bandados, migmatitos e anfibolitos, (ii) núcleos granulíticos, (iii) granitos da Suíte Rio Piên, (iv) granitos da Suíte Serra do Mar e (v) sedimentos cenozóicos da Bacia de Curitiba.

Embora exista grande variação e complexidade dos componentes litológicos envolvidos, a pesquisa foi focada na região gnáissica-migmatítica deste Domínio.

Apesar dos trabalhos mais recentes abordarem aspectos isotópicos deste Complexo, nenhum levantamento geoquímico de detalhe com geologia isotópica integrando as fases foi feito, afora as tentativas de Siga Jr. (1995) e Kaulfuss (2001), que se preocuparam com a geocronologia, para tentar caracterizar as fases de metamorfismo e migmatização propostas pelos autores.

2.1 Trabalhos Anteriores

2.1.1. Parte histórica

Os trabalhos geológicos pioneiros relativos ao setor sudeste paranaense vêm sendo realizados desde a década de 1870, como os trabalhos de Derby (1878) e Oliveira (1925). No século XX, os trabalhos estabeleceram um domínio gnáissico de alto grau metamórfico de idade Arqueana, considerado mais antigo que o domínio dos metassedimentos do Grupo Açungui, tidos como Algonquianos (Oliveira, 1925; Carvalho & Pinto, 1936 e Oliveira & Leonardos, 1943).

A seguir, o estudo dos gnaisses prosseguiu com os trabalhos de Maack (1953), Bigarella (1956a); Bigarella & Salamuni (1959) e Fuck *et al.*, (1967). Batolla Jr. (1977) no mapeamento da Folha de Curitiba, escala 1:100.000, redescreve os até então considerados gnaisses do Complexo Cristalino Brasileiro, como migmatitos.

2.1.2 Domínios tectônicos, unidades e geocronologia

As primeiras idéias de divisão em domínios tectônicos para a região foram aventadas no trabalho de Hasui *et al.* (1975). Que propõem uma compartimentação para o domínio Costeiro Brasileiro, denominam de Maciço Mediano de Joinville os terrenos granulito-migmatíticos situados entre os cinturões de dobramento Apiaí e Tijucas.

Kaul & Teixeira (1982) seguem a proposta apresentada por Hasui *et al.* (1975) para o nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, onde o Craton Luís Alves é limitado pelos lineamentos de Corupá e Guaruva; e os terrenos a sul de Curitiba e zona costeira são incluídos no embasamento retrabalhado e rejuvenescido, denominado Complexo Paraíba.

Basei (1985) apresenta uma divisão diferenciada para o mesmo setor, dividindo em duas grandes unidades: Maciço Marginal de Curitiba e Cráton Rio de La Plata.

Em um estudo gravimétrico nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina, Mantovani *et al.* (1989) traçam um perfil de 350 km, passando pelas unidades geológicas do Cinturão Dom Feliciano, Cráton Luís Alves e Maciço de Curitiba. O padrão geofísico obtido permitiu a diferenciação dessas três unidades crustais, indicando forte anomalia positiva entre as regiões de Agudos do Sul e Jaraguá do Sul, atribuída ao soerguimento de segmentos de crosta inferior durante processos de justaposição dessas unidades.

Basei *et al.* (1990), dividem o Maciço de Joinville nos estados do PR e SC em três grandes domínios geológicos distintos denominados de Domínio Setentrional, Meridional e Costeiro. O Complexo Atuba estaria localizado no Domínio Setentrional, composto principalmente por ortognaisses graníticos, migmatíticos e núcleos gnáissico-granulíticos e por granitóides intrusivos.

Figura 2 – Compartimentação tectônica da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina (Siga Jr. *et al.*, 1995).

Basei *et al.* (1992) sugerem o abandono do termo Maciço Mediano de Joinville e dividem os terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC) em três unidades distintas: na Microplaca Curitiba (parte norte) composta principalmente por gnaisses bandados com 2.1 Ga e migmatitos de 600Ma, na Microplaca Luís Alves (parte sul) representada por ortogranulitos e rochas gnáissica com idades entre 2.7 e 2.0 Ga, e no Cinturão Granitóide Costeiro, representado por granitóides cálcio-alcálinos (idades de 600 a 550 Ma). A justaposição destas unidades, resultado de sucessivas subducções e colisões corresponde ao final do Proterozóico Superior e início do Paleozóico Inferior.

Siga Jr. *et al.* (1993) discute a evolução dos terrenos Pré-Cambrianos da porção sudeste do PR e nordeste de SC, definindo os domínios Luís Alves, Curitiba e Costeiro. Substituem o termo Microplaca Curitiba para Domínio Curitiba (Basei *et al.* 1992), sugerindo tratar-se de uma zona de borda da Microplaca Luís Alves, intensamente deformada no Brasiliano. Fazem parte deste domínio dois conjuntos de rochas, o Complexo Atuba, representado por gnaisses bandados migmatíticos, com freqüentes intercalações de xistos magnesianos; e granitóides cálcio-alcálinos deformados da Suíte Rio Piên (Machiavelli *et al.*, 1993). Possuem mesossomas do Paleoproterozóico e leucossomas com composições distintas do Paleoproterozóico e Neoproterozóico.

Siga Jr. *et al.* (1995) explicam que os terrenos localizados entre os Cinturões Ribeira (N) e Dom Feliciano (S) permitiram caracterizar a existência de três domínios geotectônicos com evoluções próprias e distintas: Domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá.

O Domínio Curitiba (Complexo Atuba + Suíte Rio Piên) apresenta características geológicas, geocronológicas e estruturais peculiares, que o distingue dos terrenos adjacentes. Nos limites ocorrem grandes zonas de cisalhamento e o padrão estrutural como um todo é resultado de uma tectônica essencialmente cisalhante, com transporte relativo para sul-sudeste. Segundo os autores, os migmatitos do Complexo Atuba, estudados na pedreira homônima, foram gerados no Paleoproterozóico (2000 ± 200 Ma) e remigmatizados no Neoproterozóico (600 ± 20 Ma).

Harara (1996) apresenta uma compartimentação geológico-estrutural para região de Piên (PR) e adjacências, na qual propõe a divisão em dois segmentos crustais de composição e idades distintas separados pela Zona de Cisalhamento Piên. A norte desta, o compartimento é constituído pela Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, composta por granitóides miloníticos neoproterozóicos; e a sul o compartimento é representado essencialmente por gnaisses anfibolito-granulíticos paleoproterozóicos.

Em um estudo sobre os granulitos paleoproterozóicos da região sul do Brasil, Basei *et al.* (1998, 1999) mostram que a Zona de Cisalhamento Lancinha-Itariri representa em superfície, o traço de sutura entre a Microplaca Curitiba e os terrenos localizados ao norte desta. Os autores explicam que, em meio às rochas do Complexo Atuba predominantemente metamorfisadas na fácies anfibolito, sendo possível encontrar núcleos de composição essencialmente charno-enderbíticas, distribuídas principalmente na porção nordeste do Domínio Curitiba. Um exemplo da exposição destas é a Pedreira Paulo Leminski, na cidade de Curitiba. Este metamorfismo de alto grau foi datado pelo método U-Pb, entre outros, por volta de 2100 ± 10 Ma.

O estudo de Harara (2001) abrange a região de Alto Rio Negro (PR-SC), a qual inclui uma porção do Complexo Atuba, a sul da cidade de Curitiba. A unidade é denominada no trabalho como Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do PR e SC. A idade de 2.1-2.0 Ga. obtida como a do metamorfismo de alto grau em ortogranulitos, e idades neoproterozóicas representam retrabalhamento crustal verificado em assembléias retrometamórficas.

Amostras do Complexo Atuba, da pedreira homônima, e do núcleo antiformal de Setuva foram analisadas por Kaulfuss (2001), o qual faz uma comparação do padrão isotópico desta unidade com os núcleos do embasamento Betara e Tigre aflorantes na Faixa Apiaí (Cinturão Ribeira), demonstrando padrão similar entre estas unidades. Os terrenos gnáissico-migmatíticos de fácies anfibolito do Complexo Atuba são datados no Neoproterozóico (600 Ma), e no Paleoproterozóico (2200-2100 Ma), com zircões herdados do Arqueano (3100-3000 Ma e 2700-2600 Ma).

Um estudo dos terrenos pré-cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo é apresentado por Passarelli (2001). É proposta no trabalho a divisão da região em quatro blocos tectônicos dos quais o Bloco Registro contém litologias que podem ser

correlacionadas àquelas do Complexo Atuba. A estruturação do bloco é caracterizada como neoproterozóica, porém estudos isotópicos sugerem heranças paleoproterozóicas. Estes protolitos paleoproterozóicos se formaram durante uma fase distensiva (1.9-2.2 Ga.), evento qual o metamorfismo de fácies granulito pode ser correlacionado. Estas litologias foram posteriormente deformadas e migmatizadas no Brasileiro.

Para Sato *et al.* (2001, 2003), através de estudos baseados em geologia isotópica, o Complexo Atuba consiste em um terreno arqueano diferenciado do manto e acrescido à crosta entre 3.100-2.700 Ma, que, por volta de 2.200 e 1.900 Ma, ocorreu o principal evento metamórfico/deformacional com intensa migmatização e adição de material juvenil. No entanto, idades Neoproterozóicas (~600 Ma) correlacionadas aos eventos geotectônicos da formação do Gondwana Ocidental, seriam as do seu retrabalhamento. Idades obtidas pelos métodos Rb-Sr, K-Ar em biotita, anfibólio e rocha total, SHRIMP em borda, zonamento e núcleo de zircão, e idade modelo Sm-Nd.

Tabela 2 – Diferentes designações existentes para unidades geotectônicas com a mesma cartografia em mapa.

Basei <i>et al.</i> (1990)	Basei <i>et al.</i> (1991)	Basei <i>et al.</i> (1992)	Siga Jr. <i>et al.</i> (1993)	Machiavelli <i>et al.</i> (1993)	Siga Jr. <i>et al.</i> (1995)
Domínio Setentrional	Nappe Rio Iguaçu	Microplaca Curitiba	Domínio Curitiba	Microplaca Curitiba	Domínio Curitiba
Domínio Meridional	Cráton Luís Alves	Microplaca Luís Alves	Domínio Luís Alves	Microplaca Luís Alves	Domínio Luís Alves
Domínio Costeiro	Batólito Paranaguá	Cinturão Granitóide Costeiro	Domínio Costeiro	Cinturão Granitóide Costeiro	Domínio Paranaguá

3 – REVISÃO DOS CONCEITOS SOBRE MIGMATITOS E ROCHAS CORRELATAS.

Terrenos migmatíticos são interessantes do ponto de vista da reciclagem da crosta e gênese de magmas graníticos, pois possibilitam entender as condições onde estes magmas foram gerados, como profundidade, temperatura e pressão (Mehnert, 1968; Ashworth & Brown, 1990; Brown, 1994). Entretanto, a interpretação dos processos que envolveram a formação dos migmatitos não é simples, pois muitas vezes envolve terrenos policíclicos.

A primeira e mais importante questão na determinação da origem de um migmatito, é identificar qual a rocha parental hipotética e seus componentes (ex. leucossoma, mesossoma, melanossoma e paleossoma. Para então, avaliar quais foram os processos e o(s) tempo(s) de duração.

Estudos realizados por Tuttle & Bowen (1958) mostraram as semelhanças entre a composição dos granitos e aquelas previstas em estudos experimentais quanto à fusão da crosta continental. Estes estudos serviram de base para novas pesquisas sobre a geração de granitos em ambiente de fusão.

3.1 Definição dos termos

A definição do termo migmatito foi concebida por Sederholm, em um artigo publicado na Suíça em 1907, juntamente com o termo anatexia (*apud* Ashworth, 1985). Esta descrição enfatiza como originário de uma mistura entre líquido e sólido.

No Congresso de Geologia Internacional em Copenhague, em 1960, as definições dos termos usados para descrever o migmatito e seus componentes envolvidos, foram discutidos e compilados por Dietrich & Mehnert. A partir daí, a conotação genética para este termo foi abandonada e adotado o caráter descritivo.

Em Mehnert (1968/1971) são apresentadas boas ilustrações e fotos sobre estruturas megascópicas e *microfabric* de migmatitos, bem como, as possíveis evoluções destas estruturas.

Tabela 3 - Definições de alguns termos importantes: Modificado de Dietrich & Mehnert (1960), Berthelsen (1960) e Mehnert (1968/1971), Myers (1978), Henkes & Johannes (1981), Johannes & Gupta (1982)

Migmatito	Rocha formada em áreas metamórficas de médio a alto grau, que é heterogênea sobre uma escala macroscópica, consiste de uma porção clara com aparência plutônica e uma porção escura com aparência metamórfica.
Gnaisse	Rocha foliada formada por metamorfismo regional em que bandas ou lentes de minerais granulares alternam com (xistosidade) bandas e lentes de minerais prismáticos alongados.
Porções dentro do migmatito (1) Termos descritivos	
(a) Leucossoma ou banda félsica	(a) porção clara de um migmatito, de composição quartzo-feldspática ou feldspática, com aparência magmática.
(b) Melanossoma ou concentrado máfico	(b) porção escura presente em alguns migmatitos, rico em minerais máficos, como finas bordas máficas no leucossoma ou em concentrados.
(c) Mesossoma ou banda máfica	(c) porção de cor intermediária entre o leucossoma e o melanossoma, geralmente tem a aparência de uma rocha metamórfica (gnaisse).
(2) Termos interpretativos relativos às porções	
(d) Paleossoma ou protolito	(d) Rocha parental hipotética ou rocha original.
(e) Neossoma	(e) Produto da migmatização. Contrário do termo paleossoma.
(f) Restito	(f) Corpo residual, do qual o material fundido foi extraído.
(3) Termos relacionados à fusão e recristalização	
(g) Anatexia	(g) Fusão parcial.
(h) Metatexia	(h) Grau moderado de fusão parcial.
(i) Diatexia	(i) Grau extensivo de fusão parcial.
(j) Diablástico	(j) Segundo um microfabric é considerado diablástico se ele mostra uma interpenetração de dois ou mais minerais blásticos.

3.2 Processos

Embora permaneçam controvérsias, houve considerável progresso na pesquisa de migmatitos durante os últimos 20 anos, de trabalhos teóricos a trabalhos experimentais sobre a gênese destas rochas. Como ponto de partida, toma-se a síntese de Ashworth (1985), segundo a qual os migmatitos podem ser formados por diferentes mecanismos:

- (a) Injeção de magmas, usualmente com composição granítica, ao longo dos planos de foliação (Sederholm, 1907, 1913, 1934 *apud* Asworth, 1985).
- (b) Diferenciação metamórfica a temperaturas subsólidas por processos químicos ou mecânicos (Robin, 1979).
- (c) Metassomatismo, especialmente introdução de potássio sob condições *subsolidus* ou *hipersolidus* (Misch, 1968; Olsen, 1984).
- (d) Fusão parcial (anatexia) com ou sem segregação de material inicial (Holmquist, 1921; Winkler, 1961; Mehnert, 1968; Johannes & Gupta, 1982).

Os critérios que podem ser utilizados para a gênese de migmatitos nem sempre são totalmente inequívocos, e necessitam de uma investigação do contexto geológico onde ocorrem estas rochas.

Para uma discriminação entre fusão parcial e processos *subsolidus*, as microtexturas, composições minerais e dados de fracionamento elemental podem providenciar importantes conclusões (Powell & Downes, 1990).

Dentre estes mecanismos fusão parcial é o mais importante processo responsável pela formação de leucossomas e melanossomas em um migmatito (Brown, 1994).

3.3 Trabalhos Experimentais

Recentemente muitos trabalhos experimentais sobre fusão têm sido desenvolvidos. Nos trabalhos experimentais enfatizam-se os fatores que controlam a diversidade de magmas crustais, geralmente, a composição global da fonte (máfica, intermediária ou félsica), os minerais hidratados (mica ou hornblenda), ou os efeitos da pressão e temperatura, pressão de fluidos e composição do fluido.

A argumentação principal apresentada por Tuttle & Bowen (1958) para sustentar a origem magmática dos granitos, baseava-se na homogeneidade composicional dessas rochas, mais especificamente na coincidência entre as composições de riolitos e granitos naturais com aquelas composições previstas por estudos experimentais para a fusão da crosta continental.

Olhados com maior detalhe desde então, os granitos crustais revelam notáveis variações composicionais, que tem sido atribuídas, com base em estudos geoquímicos e experimentais, à influência destes fatores citados acima, em especial a composição da área-fonte e as condições físico-químicas e que se deu a fusão.

A composição química da área-fonte é tida como o principal fator responsável pela diversidade de magmas crustais. Sua importância ganhou amplo destaque a partir do trabalho de Chappell & White (1974), que propôs a subdivisão dos granitos na Austrália em tipos I e S, associando as principais diferenças entre eles ao tipo de fonte.

Em 1979, Loiselle & Wones identificaram um novo tipo de granito crustal (granitos A) demonstrando a importância de outros fatores na geração da diversidade das rochas.

A influência de P e a(H₂O)

Fusão com a presença de fase volátil rica em água e fusão de desidratação na ausência de fase volátil subsaturada em água, podem ocorrer na porção média e inferior da crosta. Fyfe (1973) argumenta que no metamorfismo de alto grau a H₂O está presente apenas como componente estrutural de minerais como mica e anfibólio, e a geração de magmas graníticos estaria condicionada à liberação dessa água em reações de quebra desses minerais.

Seguindo os passos de Tuttle & Bowen (1958), vários autores, como Luth *et al.*, (1964), James & Hamilton (1969), Huang & Wyllie (1975), Johannes (1980) demonstraram que rochas quartzo-feldspáticas fundem a temperaturas tão baixas como 695° C a pressão 2kbar, e 630°C a pressão 10 kbar, quando saturadas em água, dando origem a líquidos graníticos. Assim, apenas para sumarizar a evolução dos estudos experimentais saturados em água, foram definidos: 1) Sistema haplogranito Qz-Or-Ab-H₂O; 2) Sistema tonalito Qz-Ab-An-H₂O; 3) Sistema granito Qz-Or-Ab-An-H₂O.

Para Brown (1994) e Patiño Douce & Beard (1995) a fusão de desidratação que envolve comumente a decomposição da mica e/ou anfibólio é o mais importante processo de geração de grandes volumes de magma com baixa viscosidade. Quando ocorre uma reação de quebra da fase hidratada para produzir fusão, o conteúdo de fusão é mantido relativamente constante durante a reação (Rushmer, 1991).

No que diz respeito à terminologia, fusão de rochas portadoras de minerais hidratados tem sido amplamente descrita como “fusão ausente de fluido – *fluid-absent melting*” (Clemens 1984), “fusão com desidratação – *dehydration melting*” (Thompson 1982), ou “fusão ausente de vapor – *vapor-absent melting*” (Rutter & Wyllie 1988).

Embora, o termo “fusão com desidratação” é aceito como o mais apropriado em estudos recentes (Singh & Johannes, 1996).

Os experimentos com reação de quebra da fase hidratada podem ser divididos em dois grupos: um com fusão com desidratação de rochas contendo a biotita como o principal conteúdo de água (Patiño Douce & Beard 1995) e outros com a hornblenda (anfíbolitos) como mineral portador de hidroxila (Wyllie & Wolf, 1993). A proporção de magma gerado está diretamente relacionada à quantidade de minerais hidratados no material fonte, temperatura e quantidade de água que pode entrar na fusão.

O papel da fusão com desidratação em assembléias portadoras de mica na formação de magmas graníticos a alto grau de metamorfismo tem sido apreciado há muito tempo (Thompson & Tracy, 1979; Clemens & Wall, 1981).

Clemens & Wall (1981) modelaram curvas de fusão de desidratação das assembléias biotita-plagioclásio-quartzo e biotita-silicato aluminoso-plagioclásio-quartzo de composições intermediárias de biotita (Annita 40-60) e plagioclásio rico em albita (An₂₀). Eles deduziram que a pressões 1-10kbar, fusão desidratação inicia entre 740-780°C

na assembléia quartzo-plagioclásio-biotita, enquanto a assembléia alúmino silicato inicia entre 690 e 710°C.

Posteriormente, Rutter & Wyllie (1988) investigaram fusão de desidratação de granada-tonalito contendo 12,5% biotita, e 9% hornblenda. Este experimento foi conduzido a 10 kbar com temperatura na faixa de 775-1000 °C. A temperatura *solidus* marcou a $825 \pm 25^\circ\text{C}$ com quebra inicial da biotita. Ortopiroxênio foi formado a altas temperaturas (entre 850-875°C), e a quebra da hornblenda entre 950-1000° C marcou o aparecimento do clinopiroxênio.

Skjerlie & Johnston (1993) estudaram fusão desidratação de um tonalito-gnaiss rico em F consistindo de 20% biotita (Annita 56), 48% plagioclásio (An25), 30% quartzo e 2% hornblenda. O experimento foi conduzido sobre a temperatura de 875-1075°C, e pressões de 6, 10 e 14 kbar. Magmas graníticos portadores de flúor foram observados em todos os produtos. Neste experimento a temperatura *solidus* não foi observada.

Patiño Douce & Beard (1995) investigaram fusão de desidratação de um biotita-gnaiss sintético e quartzo-anfibolito sintético, com pressões no intervalo de 3 a 15 kbar. O biotita-gnaiss consistindo de 37% de biotita (Annita 45), 34% quartzo, 27% plagioclásio (An38) e 2% ilmenita. Para quartzo-anfibólito consistindo de 54% hornblenda (Mg/Fe+Mg = 0.60), 24% quartzo, 20% plagioclásio (an38) e 2 % ilmenita, fusão de desidratação inicia a temperaturas similares em ambas as composições, de 800° C e P=3 kbar a 930°C e P=15 kbar.

Singh & Johannes (1996) mostraram que tonalitos com biotita de composições intermediárias fundem a temperaturas mais baixas que tonalitos com biotita rica em Fe ou rica em Mg. Ortopiroxênio de composição intermediária é formado no caso de assembléia de biotita (Annita 50), plagioclásio e quartzo como primeiro produto da fusão parcial, exceto a pressões acima de 8kbar.

De acordo com Carrington & Watt (1995), se a fusão produzida durante a quebra incongruente da biotita tem uma alta razão $\text{H}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ o feldspato alcalino cristalizará. Plagioclásio é observado em todas as condições de pressão. Entretanto, existe mudança na composição durante a fusão parcial. Biotita também mostra uma mudança na composição com incremento da temperatura. A composição da annita decresce com a fusão bem como com o incremento da temperatura.

Em experimentos realizados por Singh & Johannes (1996) com biotita peraluminosa portadora de F e Ti foram desenvolvidas a 5 kbar, clinopiroxênio e feldspato potássico não foram observados. Isto pode ser devido ao conteúdo reduzido de água na biotita inicial de acordo com a substituição de (OH) por F e (Fe, Mg, Al) por Ti, que levam a baixa razão H_2O/K_2O na fusão.

A influência das áreas-fontes e da temperatura

As situações ideais em que ocorre a anatexia crustal são balizadas por estudos experimentais em sistemas simplificados (Tuttle & Bowen, 1958; Johannes, 1980), mas experimentos em materiais naturais ou que procuram reproduzir as composições de protolitos típicos importam mais diretamente à composição dos magmas anatéticos. Sendo assim, a composição do protolito é um condicionante fundamental que precisa ser conhecida.

Singh & Johannes (1996) investigaram fusão de desidratação de composição tonalítica (flogopita ou biotita-plagioclásio-quartzo) num intervalo de temperatura de 700-1000° C e pressões de 2-15 kbar. Os produtos sólidos de reação no caso da flogopita-plagioclásio (An45) são: enstatita, clinopiroxênio e feldspato potássico, com anfibólio ocorrendo ocasionalmente. A 12 kbar zoisita é observada abaixo dos 800°C, granada a 900°C. Os produtos da reação de fusão de desidratação da assembléia biotita-plagioclásio-quartzo são, líquido, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e feldspato potássio.

Le Breton & Thompson (1988) observaram um incremento na proporção de fusão de 6.1 para 16.5% a 860°C e a pressão de 10 kbar com um incremento na proporção de biotita de 28 para 55%.

Rutter & Wyllie (1988) e Vielzeuf & Holloway (1988) detectaram um aumento na proporção de fusão com correspondente incremento na temperatura.

Patiño Douce & Johnston (1991) observaram um aumento contínuo na fração de fusão a 10 kbar, aumentando a fusão de 18 para 60% com o aumento da temperatura de 825°C para 975°C. Biotita foi completamente decomposta a 975°C.

Durante experimentos de fusão de desidratação sobre gnaisses tonalíticos ricos em F, Skjerlie & Johnston (1993) observaram muito baixa proporção de fusão (1-10%) diante

de temperaturas atingidas a 950°C e 6 a 10 kbar de pressão. A fator decisivo para frações tão baixas de magma foi o alto conteúdo de F na composição inicial da biotita (0.47%).

Gardien *et al.*, (2000) mostraram a delimitação das condições de formação de anfibólio durante fusão parcial de uma assembléia quartzo-biotita-plagioclásio livre de anfibólio. O resultado implica que a todas as pressões relevantes para fusão na crosta, a adição de água externa é requerida para a estabilização de anfibólio durante anatexia da assembléia quartzo-plagioclásio-biotita.

Patiño Douce & Beard (1995) investigaram fusão de desidratação de biotita gnaiss (biotita-plagioclásio-quartzo-ilmenita) e quartzo anfibolito (hornblenda-plagioclásio-quartzo-ilmenita). A composição do material inicial consiste de biotita (Ann45) e hornblenda ($Fe/(Fe+Mg) = 0.40$), plagioclásio (An38), quartzo e ilmenita. O magma produzido na investigação experimental tem composição granítica a granodiorítica. Não foram observadas diferenças entre os sólidos da fusão de desidratação das assembléias de rochas saturadas em quartzo portadoras de biotita e hornblenda com comparável razão $Fe/(Fe+Mg)$. Eles concluíram que fusão com desidratação “a temperaturas menores que 900°C geram similares frações de fusão (aproximadamente 20%, dependendo da pressão) de ambas as litologias”, e a temperaturas maiores de 950°C, o biotita-gnaiss pode gerar duas a três vezes mais magma que o quartzo anfibolito.

Petrologistas demonstraram o potencial da fusão de anfibolitos na gênese de tonalitos, trondjemitos e granodioritos (Barker, 1979). Detalhamentos em estudos experimentais realizados por Wyllie & Wolf (1993; Wolf & Wyllie, 1995) determinaram as condições de formação destes líquidos. Entretanto, a questão de escala permanece, na qual estes processos de fusão podem produzir migmatitos e pequenos corpos de magma, mas não são hábeis para produzir grandes plútons granitóides sob condições geotermiais ocorrentes.

Wolf & Wyllie (1995) focalizaram seus estudos sobre a fusão de anfibolito na morfologia do líquido gerado. A 850° C, aproximadamente 1% de líquido é formado com embaçamento em hornblenda ao longo de hornblenda e plagioclásio. Entretanto, não existe continuidade entre estes líquidos. A 875° C, a quantidade de líquido compreende cerca de 2% da rocha e localiza-se ao redor dos grãos de plagioclásio. A interconectividade do líquido ocorre ao longo dos grãos de plagioclásio em duas dimensões e ao longo da

clivagem da hornblenda. A 900° C o líquido compreende cerca de 5% da rocha, metade do líquido está associado a porções de hornblenda e anfibólio, e metade está localizado numa aproximada extensão linear de bolsões líquidos próximos a hornblenda e plagioclásio. As formas do líquido são bolsões com face plana, poliedros irregulares, de tamanho entre 10-70 μm . Os cantos dos bolsões de líquido geralmente seguem a face de prisma dos cristais de hornblenda.

Rushmer (1995) em seu estudo sobre deformação experimental em anfibolito demonstrou que a baixas frações de fusão (<15 %), as reações ausentes de fluido podem induzir fraturas em rochas previamente dúcteis. Ele sugere que a porcentagem de magma pode escapar por fraturas é menor que na teoria de fração de fusão crítica (CMF) de 26-40%, e que em geral as estimativas de fracionamento e segregação da fusão não podem ser preditas pela CMF.

Observações feitas por Sawyer (2001) sugerem que a localização geral da fusão e a orientação dos canais de fusão (leucossomas) são controlados, em grande parte, pela distribuição das rochas férteis e pela orientação do stress tectônico.

4 . GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo serão apresentadas as descrições de cada pedreira individualmente, bem como, pequenos comentários sobre as suas diferenças mais significativas.

As rochas gnáissicas-migmatíticas da pedreira Atuba localizam-se próximo ao contato com os metassedimentos do Cinturão Ribeira, e pode ter sofrido alguma influência da granitogênese da Suíte Serra do Mar. Enquanto as rochas gnáissicas-migmatíticas pedreira Ita estão localizadas próximo ao contato com a Suíte Rio Piên, e pode ter sofrido alguma influência da granitogênese desta suíte ou do Granito Agudos, que pertence a Suíte Serra do Mar.

4.1 Pedreira Atuba

A pedreira Atuba está localizada a norte do município de Curitiba, no bairro homônimo, próxima ao contato com os litotipos do Grupo Açungui (Cinturão Ribeira).

Siga Júnior (1995) definiu o Complexo Atuba com base em estudos isotópicos nesta pedreira.

Há muitas décadas ocorria a extração de brita para a construção civil. Atualmente está desativada. A pedreira possui duas bancadas principais, o piso inferior (maior) tem 125 metros de comprimento por 125 metros de largura, e o piso superior apresenta 60 metros de comprimento por 82 metros de largura (foto 1). O desnível mais profundo pode ser estimado em 30 metros, embora as bancadas apresentem altura variada.

Apresenta uma excelente exposição de faces verticais dentro da foliação regional NE de feições meso a macroscópicas, de rochas gnáissicas-migmatíticas estromáticas com mesossoma a biotita-anfibólio gnaiss, de coloração cinza esverdeada e composição quartzo-monzodiorito a quartzo-diorito, leucossoma caracterizado por duas composições principais: uma granodiorítica e outra sienogranítica, o primeiro de coloração branca e o segundo róseo. Espessuras aparentes (em perfil) do granodiorito variam de alguns milímetros a cinco centímetros. No leucossoma de composição granítica há ampla variação de espessura aparente, atingindo cerca de 16 metros. O

leucossoma desta composição apresenta formas desde não segregados (lentes de até 5 centímetros), passando a segregados (quando o leucossoma apresenta continuidade e está paralelo a foliação do mesossoma) até evoluir para canais de drenagem, neste último caso, sem melanossoma e cortando a foliação.

Além das suas composições diferentes, outras características que permitiram a distinção em dois tipos de leucossomas, incluem o fato de que o leucossoma de composição granodiorítica ocorre sempre concordante a foliação principal do mesossoma (N60-80E/SW) em bandas centimétricas (foto 2), embora possa conter megacristais de feldspato alcalino. O leucossoma granítico apresenta duas texturas principais, uma pegmatítica formada a mega-cristais de feldspato alcalino (5 cm) envoltos por uma matriz de plagioclásio e quartzo (foto 3), e outra de cristais equidimensionais de feldspato alcalino/plagioclásio e quartzo subordinado, com bandas centimétricas a métricas (foto 4), que em alguns setores localizados da pedreira são discordante da foliação, embora possa estar deformados com a porção gnáissica. Este leucossoma a mega-cristais apresenta um expressivo volume de material comparado ao de composição granodiorítica.

Os melanossomas são compostos por concentrações de grãos bem desenvolvidos de biotita e anfibólio, que envolvem alguns leucossomas. Por vezes estas bordas também apresentam texturas pegmatíticas.

Além do litotipo característico gnáissico-migmatítico estromático, a pedreira apresenta enclaves máficos, de composição diorítica, boudinados e por vezes rompidos que cortam a pedreira (foto 5).

Foto 1 - Visão Panorâmica da Pedreira Atuba. No detalhe localização das fotos 2, 3, 4 e 6 deste capítulo. Não estão localizadas neste perfil as fotos 5 e 7.

Foto 2 – Detalhe de gnaiss estromático deformado com porção de leucossoma de composição granodiorítica

Foto 3 – Leucossoma de composição sienogranítica, com textura pegmatítica formada por mega-cristais de feldspato alcalino envoltos por uma matriz de plagioclásio e quartzo.

Foto 4 – Leucossoma de composição sienogranítica com textura equidimensional, deformado com gnaiss (mesossoma).

Foto 5 – Detalhe do contato entre enclave máfico e mesossoma.

Estruturas

Do ponto de vista estrutural, o complexo apresenta uma orientação regional N60-80E, com mergulho ora para NW, ora para SE. Esta orientação geral corresponde a uma foliação *S_n* paralela ao bandamento composicional dos leucossomas. Muitos autores (Brown, 1994; Sawyer, 1998) têm notado que leucossomas em muitos migmatitos são estruturalmente controlados, e que suas orientações podem ser relacionadas com a deformação em escala regional ou local.

Em alguns setores da pedreira são vistas foliações transpostas (foto 6), sugerindo intensa deformação dúctil. Indicadores cinemáticos, como o par SC e feldspatos rotacionados, sugerem um cisalhamento dúctil e forte foliação milonítica localizada.

Existe uma grande variedade de estruturas formadas por compressão, como estruturas “*ptigmaticas*” descritas pela primeira vez por Sederholm (1907 *apud* Mehnert 1968), na qual estas estruturas exibem alta desarmonia, dobras extremamente tortas, que diferem de dobras típicas pela completa ausência de feições como juntas ou cataclasis. Este tipo de estrutura é freqüente no leucossoma de composição granítica (foto 7).

Nesta pedreira não há concentrações máficas com espessuras relativamente grandes, levando a sugerir que a deformação sofrida nesta região possivelmente foi de médio a alto *strain* (Myers, 1978), e orientou quaisquer estruturas pretéritas paralelamente à foliação.

Os metassedimentos pertencentes ao Grupo Açungui, que fazem contato com o Complexo Atuba na porção norte, fora dos limites da região estudada, também foram afetados por zonas de cisalhamento, orientadas segundo direções NE/SW, com transporte relativo de NW para SE (Fiori, 1992). Segundo Siga Jr. *et al.* (1995) esta tectônica coloca as rochas do Grupo Açungui sobre as rochas do Complexo Atuba.

Idades das rochas

Para o mesossoma, idades obtidas por Kaulfuss (2001) através do método U-Pb convencional, apresentaram para o intercepto superior de $2.179 \pm 8,3$ Ma e de 575 ± 14 Ma para o intercepto inferior, a primeira referida como relativa à época de cristalização dos zircões e a segunda como sobrecrecimento metamórfico. Esta segunda idade foi confirmada por diferentes métodos: isócrona Rb-Sr em rocha total (598 ± 48 Ma), isócrona em minerais (617 ± 14 Ma), e K-Ar em biotitas (588 ± 27 Ma), obtidas por Siga Jr. *et al.*, (1995).

Para os enclaves dioríticos Kaulfuss (2001) aplicando a “técnica de Kober” determinou idades próximas de $2.150 \pm 0,1$ Ma, porém o este autor cita a instabilidade analítica perante a temperatura aplicada para a análise. O mesmo autor aplicou também para estes enclaves o método SHRIMP. Os zoneamentos em zircão foram determinados pela catodo-luminescência, e então as idades para as bordas deste mineral são de 607 ± 46 Ma, e as obtidas para o núcleo são de 2.200 e 1.800 Ma.

Os zircões concentrados nos níveis de leucossoma tipo 2, de composição sienogranítica foram analisados pelo método U-Pb convencional, e apresentaram dados bastante dispersos que sugerem apenas seu posicionamento no Neoproterozóico (Kaulfuss, 2001). Sato *et al.*, (2003) obteve através do método SHRIMP, idades entre 510 – 670 Ma, para as bordas do zircão. Não há informações da parte interna destes zircões.

Não foram obtidas idades para os leucossoma descrito nesta dissertação como do tipo 1.

Foto 6 – Detalhe mostrando transposição da foliação, sugerindo intensa deformação dúctil.

Foto 7 – Estruturas “ptigmáticas” quais exibem alta desarmonia em dobras extremamente tortas.

4.2 Pedreira Ita

A pedreira Ita está localizada no município de Quitandinha, 70 km a sul da cidade de Curitiba, nas margens da BR-116, próxima ao contato com os litotipos do Domínio Tectônico Luís Alves (Cráton Luís Alves).

Há muitas décadas ocorre extração de brita para a construção civil. A pedreira possui duas bancadas principais. O piso inferior tem aproximadamente 290 metros de raio e altura de 23 metros, o segundo piso apresenta 300 metros de raio e 12 metros de altura, e o terceiro piso tem 100 metros de comprimento e 16 metros de altura localizado apenas na porção noroeste da pedreira (foto 8).

Apresentam uma excelente exposição de rochas gnáissicas migmatíticas com mesossoma constituindo-se por intercalações de bandas félsicas e máficas com espessuras centimétricas a métricas, de coloração cinza esverdeada, e leucossoma caracterizado pela composição principal, granodiorítica. Afloram também estruturas máficas, parecidas com *schlieren*, na forma de concentrações máficas de anfibólio e biotita, distribuídos aleatoriamente no mesossoma.

Uma das diferenças entre esta pedreira e a Atuba está no leucossoma, que nem sempre apresenta um caráter estromático, na maioria das vezes, corta a foliação do mesossoma. E uma outra diferença entre os leucossomas está na composição, neste caso, granodiorítica. Numa definição resumida, o leucossoma está envolvido aparentemente com os concentrados máficos, o qual desmembra estas estruturas em pequenos glomérulos de anfibólios e biotitas e engloba estes minerais (foto 9a e 9b).

Foram definidos três comportamentos para o leucossoma, no que diz respeito ao posicionamento em relação ao mesossoma: (1) segregados, encaixados na foliação do mesossoma em veios desde centímetros até 2 metros; (2) de canais de drenagem que cortando a foliação; (3) em porções relacionados com os concentrados máficos, como se estas estruturas estivessem sendo desmembradas.

Além do leucossoma de composição granodiorítica ocorrem veios graníticos que cortam aparentemente somente a porção sul da pedreira. Estes veios apresentam coloração rósea, textura média e são compostos por feldspato alcalino e quartzo.

Foram definidos dois tipos de comportamento, no que diz respeito ao seu posicionamento em relação ao mesossoma: (1) bolsões cortando a foliação do mesossoma, aparentemente sem ligação, sendo posteriores a todas as deformações

sofridas por estes litotipos; (2) lentes encaixadas na foliação, que evoluem para *augens* de feldspato alcalino, junto com a deformação sofrida pelo mesossoma.

Sobre os enclaves máficos, a característica mais marcante apresenta seu envolvimento no processo de deformação através de fraturamento hidráulico localizado nestas porções (foto 10a e 10b). Rushmer (1995) descreve o processo de deformação e fusão de anfibolitos, por fusão em pulsos na qual a pressão de poros pode incrementar e promover este fraturamento.

Estruturas

Todos os litotipos foram cortados posteriormente por um sistema de fraturas preenchidas por diques conjugados, de composição feldspática nas bordas e quartzo no interior. Além destes diques, existem fraturas preenchidas por epidoto e feldspato alcalino principalmente, de granulação média, que altera as rochas encaixantes num processo hidrotermal posterior.

Do ponto de vista estrutural a pedreira Ita difere da Atuba pelo fato de não apresentar foliação do mesossoma sempre vertical, a qual está horizontalizada em algumas porções. Apresenta duas foliações bem evidentes, uma em dobras intrafoliares e a posterior, é subhorizontal e tende a verticalizar próximas das zonas de cisalhamento. Por vezes o conjunto destas duas foliações parecem ser o par SC. Além das foliações, apresentam dobras em bainha, que poderia evidenciar a superposição dos eventos de dobramento, que geraram as duas foliações. Fica evidente nesta pedreira um cisalhamento bastante intenso que, em algumas zonas, transpõem o bandamento gnáissico, revelando o seu posicionamento tardio. De uma maneira geral, é possível associar as zonas de cisalhamento internas a grandes falhamentos regionais, como aquele estudado por Harara (1996), denominado por Zona de Cisalhamento Piên.

Com relação ao regime de deformação, caracteriza-se por baixo *strain*, uma vez que, fragmentos angulosos de anfibolitos máficos, estruturas de concentrados máficos e leucossoma sem orientação preferencial, estão preservados.

Foto 8 - Visão panorâmica da Pedreira Ita. No detalhe localização das fotos 9b e 10b deste capítulo.
Não estão localizadas neste perfil as fotos 9a e 10a

Foto 9a – Detalhe mostrando bordas melanossomáticas ou concentrados máficos na presença de leucossoma de composição granodiorítica.

Foto 9b – Detalhe mostrando desmembramento de concentrados máficos em pequenos glomérulos de anfibólio e biotita.

Foto 10a –Fraturamento hidráulico de enclave máfico com participação de leucossoma de composição granodiorítica.

Foto 10b –Fraturamento hidráulico de enclave máfico.

Idades das rochas

Para o mesossoma, idades obtidas por Sato *et al.*, (2001) através do método Sm-Nd TDM indicam 2.730 Ma como idade modelo e obtidas pelos métodos Ev-TIMS e Pb^{207}/Pb^{206} , indicam a presença de um componente arqueano com idades variando entre 2.090 e 2.130 Ma, interpretadas como retrabalhamento. Idades obtidas pelo método SHRIMP em zircão foram, núcleo 3.082 Ma e 2.859 Ma, confirmando em parte as idades modelo, com zoneamento com idades de 2402 e 2200 Ma, mostrando sobrecrecimento Paleoproterozóico, obtido por outros métodos. Todas as isócronas K-Ar desta pedreira tem idade entre 585 e 600 Ma. Sato *et al.*, (2003) explicaram que nas 12 avaliações por SHRIMP nos zircões desta pedreira, não há evidências do Neoproterozóico. E, em apenas uma outra seleção de grãos, é que o sobrecrecimento Neoproterozóico foi detectado.

5. PETROGRAFIA

Neste capítulo é apresentado um resumo das principais características petrográficas dos litotipos estudados das pedreiras Atuba e Ita, baseado no estudo de amostras selecionadas. Neste estudo petrográfico, utilizou-se, além das amostras de mão, 37 lâminas delgadas. Estas lâminas englobaram não só as litologias gnáissicas como também as dos enclaves e granitos, que fazem parte do contexto geológico.

Para esta descrição, foi dada especial atenção as texturas minerais. Pois elas são importantes indicadores dos processos de migmatização: (i) comparando mesossoma e leucossoma coexistentes, leucossoma é usualmente mais grosso, podendo ter texturas pegmatíticas; (ii) zonamentos idiomórficos no plagioclásio também são reconhecidos neste processo; (iii) substituições de plagioclásio por feldspato alcalino; (iv) grãos de biotita embaçadas em contato com feldspato alcalino; (v) bolsões residuais de feldspato alcalino ao redor e nos planos de clivagem de anfibólios.

Foram obtidas modas de algumas amostras para fins de classificação destes litotipos.

Os litotipos caracterizam-se em geral, por rochas de coloração cinza, com bandamento gnáissico (mesossomas), e por rochas de coloração rósea, com texturas porfírica a equigranular (leucossomas), que podem apresentar estruturas desde não segregadas do mesossoma, até evoluir para segregadas e canais de drenagem, que cortam o bandamento gnáissico. Quando os diques máficos estão rompidos, estas porções assemelham-se a enclaves.

5.1 Pedreira Atuba

Os litotipos estudados são pouco variáveis do ponto de vista mineralógico e petrográfico. O aspecto mais marcante é a presença de bandas félsicas com duas composições distintas e com espessuras variadas e proporção variadas entre bandas máficas (mesossoma), embora apresentem a foliação orientada sempre na mesma direção. Geralmente as bandas félsicas apresentam continuidade no comprimento quando observadas em uma bancada da pedreira.

Difícilmente podem ser acomodados em um grupo com significado petrogenético ou descritivo único.

Os litotipos podem ser separados em seis associações petrográficas: (1) Biotita-anfibólio gnaiss (provavelmente mesossoma); (2) Leucossoma tipo 1 de composição granodiorítica a quartzo-monzodiorítica, com foliação; (3) Leucossoma tipo 2 de composição sienogranítica, com duas texturas principais, uma com grãos equidimensionais (2a) e outra porfirítica (2b); (4) Melanossoma, composta essencialmente de biotita e anfibólio; (5) Granito; (6) Enclaves máficos, de composição diorítica.

Tabela 4 – Legendas e símbolos utilizados para pedreira Atuba nos diagramas e no texto em geral.

Pedreira	Tipos	Símbolos	Amostra
Atuba	(Granitóide) sienogranito	▼	JAS-01D
Atuba	(Mesossoma) quartzo-diorito	+	ATU-02
Atuba	(Mesossoma) tonalito	◆	ATU-04
Atuba	(Mesossoma) monzogranito	×	ATU-12
Atuba	(Leucossoma tipo 1) granodiorito	■	ATU-16L
Atuba	(Mesossoma) quartzo-diorito	□	ATU-16M
Atuba	Melanossoma	⊗	ATU-16mel
Atuba	(Leucossoma tipo 1) quartzo-monzodiorito	◐	ATU-18L
Atuba	(Mesossoma) quartzo-diorito	●	ATU-18M
Atuba	Melanossoma	⊗	ATU-18mel
Atuba	(Leucossoma tipo 2a) sienogranito	○	ATU-19

Tabela 5 – Análises modais das litotipos da pedreira Atuba

<i>Amostras</i>	<i>Minerais (%)</i>						
	Plagioclásio	Feldspato alcalino	Biotita	Anfibólio	Quartzo	Traços	Total (%)
JAS-01D	7	41	3		49	zircão	100
ATU-02	63	3	7	19	8	granada+titanita+apatita	100
ATU-04	57	3	7	5	28	titanita+apatita	100
ATU-12	33	19	6		42	titanita	100
ATU-16L	50	10			40		100
ATU-16M	58	2	17	18	5	titanita+apatita	100
ATU-16mel	54		38	8		apatita+opaco	100
ATU-18L	66	15	4		15		100
ATU-18M	66		13	16	5	titanita+apatita	100
ATU-18mel	33		32	35		apatita	100
ATU-19	6	53	2		39		100

Figura 3A - Diagrama QAP para classificação modal dos litotipos da pedreira Atuba. Nesta figura encontram-se demarcados os campos de classificação de rochas estabelecidos por Streckeisen (1976), recomendados pela IUGS para nomenclatura das rochas granitóides; (1) granitóide rico em quartzo; (2) álcali-feldspato granito; (3a) sienogranito e (3b) monzogranito; (4) granodiorito; (5) tonalito; (6) quartzo-álcali sienito; (6') (7) quartzo-sienito; (8) quartzo-monzonito; (9) quartzo-monzodiorito; (10) quartzo-diorito; (6', 7', 8', 9', 10') equivalentes sem quartzo de 6, 7, 8, 9 e 10. **3 B** – Diagrama QA+PM para classificação modal dos membros coexistentes leucossoma-mesosossoma-melanossoma.

5.1.1. Mesossoma

a) características macroscópicas

Os mesossomas são gnaisses estromáticos ou por vezes gnaisses fortemente foliados, caracterizados por bandas com espaçamento centimétrico a milimétrico formado por alternância de biotita+anfíbólio±granada com plagioclásio+quartzo±feldspato alcalino, embora existam porções com textura ígnea preservada (foto 15). Apresentam de uma forma geral cor cinza, granulação fina, com *fabric* planar e penetrativa. É freqüente a presença de quartzo estirado nas variedades com textura milonítica. O desenvolvimento de bandas félsicas pode variar, de milímetros até 6cm em média, embora em algumas porções estas bandas não apresentam continuidade. Quando em sua maior concentração, o conjunto adquire aspecto estromático, podendo ser separado fisicamente.

São representados pelas amostras ATU-02, ATU-04, ATU-16M e ATU-18M.

b) características microscópicas

São fortemente foliados, caracterizados pela alternância de bandas melanocráticas de biotita+anfíbólio±granada e bandas leucocráticas de plagioclásio+quartzo±feldspato alcalino, todas orientadas ao longo da foliação. Entre estas bandas, feldspato alcalino preenche os espaços, e geralmente está concentrado ao redor do anfíbólio e biotita, ou em seus planos de clivagem, sem morfologia definida, com textura intersticial. A deformação dúctil contínua e recristalização sob condições de alta pressão transformam localmente o gnaisse estromático em uma rocha milonítica foliada, caracterizada por quartzo *ribbons*, mica *fish*, plagioclásio em *kink bands* e foliação anastomosada em zonas.

c) minerais

Biotita – Ocorrem dois tipos texturais de biotita, convencionados tipo 1 e tipo 2:

Tipo 1 – grãos de tamanho entre 0,3 e 1 mm, com pleocroísmo verde a marrom claro.

A biotita do tipo 1 é placóide (foto 11) com contatos nítidos e retilíneos com o anfíbólio. Está associada com anfíbólio, minerais opacos e titanita. É comum a ocorrência desta biotita como inclusões isoladas em anfíbólio.

Óxido de ferro ocorre infreqüentemente ao longo das clivagens e das bordas dos grãos. Por vezes apresenta uma das bordas embaiadas em contato com feldspato

alcalino de textura intersticial. Esta feição textural pode sugerir contato com líquido inicial (*melts pools*). Wolf & Wyllie (1995) em um estudo experimental sobre a fusão de anfibólitos demonstraram a importância da energia interfacial como controladora das texturas envolvendo fusões parciais. Em seu estudo, puderam observar que a formação de líquido ao longo dos planos de clivagem e concentração de *melts pools*, ao longo dos cristais de hornblenda e plagioclásio, resultou na relativamente ampla interconectividade do líquido ao longo da superfície dos planos dos cristais.

Nos locais onde a deformação é mais intensa, os grãos de biotita encontram-se estirados e com caudas de recristalização constituídas por agregados de biotita do tipo 2. Tipo 2 – Apresentam formas placóides (foto 12), com tamanhos de 5 a 1mm, de cor verde. Neste tipo há a formação de agregados, com formas alongada e forte orientação preferencial. Além disso, neste caso, os grãos de biotita envolvem o plagioclásio e quartzo.

Apresentam invariavelmente feições de deformação como extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Extinção ondulante e bandas de deformação ocorrem nos cristais maiores e tornam-se difusas nas proximidades dos limites dos grãos, posições estas de maior concentração de tensão, onde as bandas de deformação são substituídas por pequenos subgrãos. O zircão aparece como inclusões nos dois tipos de biotita.

Anfibólio – ocorre com duas formas: tipo 1 como cristais subidiomórficos a idiomórficos, com tamanho em torno de 1 a 3 mm, livre de inclusões. As relações texturais neste tipo indicam que o anfibólio está em equilíbrio com biotita, apresentando contato retilíneo, entre os dois cristais (foto 11). Nos planos de clivagem deste mineral ocorre preenchimento por feldspato alcalino (foto 13), sugerindo tratar-se de uma feição de fusão; tipo 2: como cristais xenomórficos, com bordas interlobadas (amebóide), com grande quantidade de inclusões de titanita, apatita, zircão e plagioclásio. Este tipo textural tem indicativos de desequilíbrio, como suas bordas embaiadas e grande quantidade de inclusões, lembrando uma “peneira” (foto 14).

Este tipo de intercrescimento é muitas vezes formado em conexão com minerais blásticos, especialmente alguns máficos, como biotita, hornblenda, granada. Se os minerais ao redor são praticamente idênticos com aqueles inclusos, o caráter blástico de um mineral máfico pode ser determinado. Um similar intercrescimento é chamado poiquilítico, contendo numerosos pequenos grãos de minerais. As inclusões podem ter

alguma orientação ou diferentes orientações. Para Mehnert (1968) a diferença entre estes dois tipos de textura mineral pode estar na idade das inclusões. As observações feitas até o momento só permitem concluir que, as composições do plagioclásio e biotita inclusos no anfibólio tem composições iguais ou muito semelhantes às composições dos minerais na matriz.

Bea (1996) descreve para este tipo de textura um isolamento físico durante a fusão, deste modo, impossibilitando algum tipo de reação com estes acessórios isolados.

Observa-se localmente e não muito frequente a transformação deste mineral, com a formação de biotita, clorita, titanita e mineral opaco. Existem bordas de alteração para clorita e carbonato, identificações para este segundo mineral foram feitas por CL. A ocorrência deste mineral é unicamente no mesossoma.

Plagioclásio - apresenta duas gerações: 1) em equilíbrio com o anfibólio e biotita, com contornos nítidos e retos; 2) com formas irregulares (corroídas), contatos difusos e reativos com feldspato alcalino e quartzo, descrita por Nédélec & Paquet (1981) como uma feição de fusão (substituições de plagioclásio por feldspato alcalino);

Suas dimensões da geração 1 variam entre 0,1 a 1 mm, e suas formas em geral são subidiomórficas a xenomórficas, apresentam uma forma preferencial orientada que define a foliação. Embora seja mais evidente esta orientação nas seções em que é acompanhado da biotita.

É comum aparecer como inclusão em anfibólio, apresentando formas euédricas, tamanho menor do que na matriz.

As maclas ígneas estão parcialmente preservadas, localizadas em setores do grão. As principais feições de deformação evidenciam a atuação de processos de recuperação e recristalização dinâmica. As principais microtexturas relacionadas à recuperação são extinção ondulante e formação de "*kink bands*", que ocorrem em todos os grãos, e a formação de subgrãos. Maclas de deformação são bastante frequentes e apresentam terminações afuniladas. Zonamentos idiomórficos no plagioclásio também foram reconhecidos.

É comum a ocorrência de epidoto envolvendo os limites dos subgrãos, outras vezes estes são marcados pela ausência de maclas nestas posições.

Foto 11 – Biotita do tipo 1 (placóide) com contatos nítidos e retilíneos com o anfibólio (ao microscópio petrográfico – luz transmitida).

Foto 12 – Biotita dos tipos 1 e 2. Note na parte superior da foto o tipo 2, com bordas corroídas ao redor do plagioclásio (ao microscópio petrográfico – luz transmitida).

Foto 13 – Anfibólio (1, 2 e 3) com preenchimento dos planos de clivagem por feldspato alcalino (6). Apresenta inclusões de plagioclásio (5) e titanita subidiomórfica (4) e xenomórfica (7). As áreas com tonalidades semelhantes (6) são de feldspato alcalino intersticial, o qual preenche todos os espaços ao redor do anfibólio além de apresentar reação com plagioclásio (ao microscópio eletrônico de varredura – imagem de elétrons retroespalhados).

Feldspato alcalino – A presença deste mineral nesta porção é relativamente rara, ocorre preenchendo os espaços intersticiais entre anfibólio e biotita (figura 19). Forma polígonos irregulares, de tamanho até 0,5mm. Às vezes sua forma está vinculada às bordas embaiadas da biotita, ou do anfibólio. Quando a macla é visível, ela está localizada principalmente nas bordas dos grãos. Segundo Gomes (1990) as maclas de microclínio são desenvolvidas principalmente junto às bordas dos grãos, locais de maior concentração de deformação.

Quartzo – ocorrem de duas formas distintas: tipo 1 e tipo 2.

Tipo 1: grãos de até 1mm, xenomórficos, formas irregulares. Os cristais apresentam tendência ao alongamento, como *ribbons*. Seus contatos variam de nítidos e retos a difusos e serrilhados. Ocorrem associados ao plagioclásio ou como inclusão em anfibólio.

Apresentam invariavelmente feições de deformação como extinção ondulante, bandas de deformação e subgrão. Extinção ondulante e bandas de deformação ocorrem nos cristais maiores e tornam-se difusas nas proximidades dos limites dos grãos, posições estas de maior concentração de tensão. As microestruturas de quartzo evidenciam a atuação de processos de deslizamento intracristalino.

Tipo 2: grãos de tamanhos variados, com dimensões de até 0,6mm. Ocorrem principalmente ao redor dos grãos de plagioclásio e feldspato alcalino. Os cristais são predominantemente xenomórficos, apresentam uma tendência de alongamento.

Foto 14 – Anfíbólio do tipo 2, de caráter xenomórfico, com bordas de desequilíbrio e grande quantidade de inclusões. (ao microscópio petrográfico – luz transmitida)

Foto 15 – Imagem catodo-luminescência mostrando textura ígnea preservada. No detalhe a cor amarela é apatita. A área observada é aproximadamente 1,7 x 1,1 centímetros.

Foto 16 – Feldspato alcalino (2 e 3) preenchendo os espaços intersticiais ao redor do anfibólio (4, 5 e 6) e biotita (1) (ao microscópio eletrônico de varredura – imagem de elétrons retroespalhados).

Titanita – Este mineral acessório tem um comportamento bastante complexo em relação aos outros minerais. Usualmente aparece como grãos idiomórficos a xenomórficos, com tamanho até 1mm, ora como inclusão em anfibólio, ora como inclusão em biotita, sempre no mesossoma (foto 17 e 18). Num mesmo grão, quando este mineral é de inclusão, pode apresentar-se na forma idiomórfica e na forma xenomórfica (amebóide), no segundo caso com zonação, sem diferenças químicas significativas.

Apatita - grãos de até 0,5mm, morfologia arredondada. Os cristais apresentam-se como inclusões, em maior quantidade em anfibólio, e menor quantidade em titanita.

Apatita é o mineral acessório mais abundante no mesossoma, como pode ser visto na foto 15.

Foto 17 - Titanita subidiomórfica com zonamento e inclusões de apatita (ao microscópio eletrônico de varredura- imagem de elétrons retroespalhados).

Foto 18 – Titanita subidiomórfica a xenomórfica com inclusões de apatita (ao microscópio eletrônico de varredura – imagem de elétrons retroespalhados).

Granada – grãos de 0,5mm, com formas euédricas, como acessório no mesossoma desta rocha;

Zircão – grãos de 0,5 a 2 mm, euédricos, por vezes zonados.

5.1.2. Leucossomas

5.1.2.1. Composições granodiorítica, quartzo-monzodiorítica e tonalítica (tipo 1)

Numa primeira tentativa de separação física das porções dos leucossomas e mesossomas, as partes leucocráticas (plagioclásio+quartzo±feldspato alcalino) do mesossoma (gnaisse), quais apresentavam espessuras maiores que 5cm, foram separadas e analisadas. Possibilitando assim, algumas inferências nas interpretações. Estas análises possibilitaram a interpretação da natureza das bandas leucocráticas, quais existiam duas hipóteses: (1) tratem-se de porções leucocráticas formadas na evolução do próprio gnaisse ou (2) produto de uma fase de migmatização, como sugerida por alguns autores. São representados pelas amostras ATU-16L e ATU-18L.

a) características macroscópicas

Bandas leucocráticas com espaçamento centimétrico a milimétrico formado pela alternância de plagioclásio+quartzo±feldspato alcalino entre bandas biotita+anfíbólio±granada. Frequentemente a espessura maior nas bandas leucocráticas gera um aspecto estromático no gnaisse, que pode ser confundido com um migmatito. Embora esta banda apresente uma orientação mineral sutil, com estiramento de grãos, possivelmente formado pela própria evolução da deformação do gnaisse.

b) características microscópicas

Os grãos apresentam contatos inequigranulares irregulares a interlobados, por vezes amebóide, embora existam grãos de plagioclásio bem formados.

Os grãos apresentam leve estiramento, geralmente estão fitados. Nesta banda não há ocorrência de minerais acessórios além do zircão.

c) minerais

Plagioclásio – grãos de até 3mm, com bordas interlobadas, com inclusões de quartzo. Podem apresentar extinção ondulante e por vezes *kink bands*. Apresentam foliação sutil formada pelo estiramento dos grãos.

Quartzo – grãos de até 1mm, com bordas serrilhadas, subgrãos formando extinção ondulante. Apresentam nas bordas feições de recristalização caracterizada pela grande quantidade de grãos menores formados na sua borda. Por vezes seu hábito é alongado ou fitado orientado de acordo com a foliação.

5.1.2.2. Composição sienogranítica (tipo 2)

a) características macroscópicas

Os leucossomas apresentam coloração rósea, granulação média a grossa. Ocorrem em porções não segregadas e evoluem para segregados ou canais de drenagem, em meio ao mesossoma. No caso de não segregados, ocorrem como pequenos núcleos de até 1 cm, com composição feldspato alcalino+quartzo+plagioclásio, em meio a porção do mesossoma. Quando evoluem para segregados, formam camadas com espessuras variáveis de até 30 cm, intercalando com camadas de mesossomas de igual, menor ou maior espessura. E no último caso, como canais de drenagem, o leucossoma perde totalmente a estruturação (caráter foliado) e aparece cortando as estruturas do mesossoma.

Ocorrem variações texturais de grãos equigranulares até porfíricos.

São representados pela amostra ATU-19:

b) características microscópicas

Para a amostra analisada, a granulação é média, forma dos grãos seriada a interlobada, embora textura granoblástica esteja localizada em setores. Minerais acessórios além do zircão não existem nesta porção.

c) minerais.

Feldspato alcalino – tamanho de grão de 0,1 a 5mm, apresentam bordas irregulares e extinção ondulante, o que por vezes torna-a visível apenas em alguns setores do grão

(foto 19). Embora possa apresentar em setores localizados a textura granoblástica. A macla não é nítida, localizada principalmente nas bordas dos grãos. Podem ser divididos em dois tipos: tipo 1 pórfiros, com bordas irregulares, em meio a matriz do tipo 2, também com bordas serrilhadas, embora apresente textura granoblástica localizada.

Plagioclásio - suas dimensões variam entre 0,5 e 2 mm, e suas formas em geral são subidiomórficas a xenomórficas, somente na matriz do leucossoma. O plagioclásio mostra difusos e reativos com o feldspato alcalino e quartzo. Apresenta maclas ígneas parcialmente preservadas, localizadas em setores do grão.

Quartzo - suas dimensões variam entre 0,5 e 1 mm, com formas xenomórficas e bordas serrilhadas. Nesta porção extinção ondulante é quase nula neste mineral, enquanto no mesossoma está sempre presente.

Biotita – Suas dimensões são em média de 1mm, com formas xenomórficas, bordas interlobadas, que dão a impressão de que foram englobadas pelo leucossoma. A quantidade deste mineral nesta porção é muito pequena, e em algumas amostras não é visível.

Zircão – grãos subidiomórficos, com 0,2mm de tamanho em média. Ocorre como inclusão em plagioclásio e feldspato alcalino.

5.1.3. Melanossoma

a) características macroscópicas

São bordas máficas, compostas por biotita e anfibólio, que estão paralelos aos leucossomas. Ocorrem geralmente como agregados euédricos destes cristais, que podem chegar até 2 cm. Estas bandas são raras nesta pedreira, possivelmente pelo fato terem sofrido deformação média a alta e paralelização das suas estruturas com a foliação regional.

b) características microscópicas dos minerais

Anfibólio – pórfiros com grande quantidade de inclusões de quartzo e apatita, apresentam núcleos de alteração para minerais opacos.

Biotita – ocorre como agregados ripiformes que envolvem os poucos grãos de plagioclásio desta porção.

5.1.4. Granito JAS-01D

Além dos litotipos aflorantes na Pedreira Atuba, foram feitas análises petrográficas e químicas em uma amostra denominada JAS-01D. Esta amostra foi coletada em perfil na BR-116 a 70 km da cidade de Curitiba, para comparação textural e composicional com o leucossoma tipo 2 da pedreira Atuba. Este litotipo aflora nas margens da BR-116, próximo a Represa do Capivari juntamente com o denominado descritivamente como mesossoma.

Mais tarde reconhecido como Granito Graciosa, esta amostra representa um granitóide de coloração rósea, equigranular fino, sem deformação, cuja composição mineralógica é: feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita.

a) características microscópicas

De maneira geral, feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, subidiomórficos, são as fases dominantes (foto 20). O feldspato alcalino é sempre pertítico, a partir do qual eventualmente formam lamelas de exsolução. Plagioclásio aparece em pequenas quantidades. Os máficos são pouco abundantes, representados pela biotita e anfibólio. O zircão aparece com maior abundância que nos leucossomas.

5.1.5 Enclaves máficos

Nesta pedreira há ocorrência de enclaves máficos que cortam a estruturação regional da foliação. A amostragem foi de um corpo de aproximadamente 2 metros de largura, qual apresenta bordas com pequenas reentrâncias e saliências que mostram pequenas interações com o mesossoma, embora não tenha sido notada a neoformação de minerais nestas bordas.

a) características microscópicas

A amostra tem textura granoblástica, composta basicamente por anfíbólio e plagioclásio idiomórficos. Quartzo subidiomórfico ocorre em proporções menores. O aspecto distintivo é a presença de níveis de titanita xenomórfica (amebóide), as quais apresentam a mesma forma de um dos tipos de titanita do mesossoma, sugerindo ter sido cristalizada na mesma fase metamórfica. Além disso, os grãos de anfíbólio não apresentam inclusões e suas bordas são retilíneas.

Foto 19 – Feldspato alcalino com bordas irregulares e geminação localizada em alguns setores do grão, do leucossoma tipo 2.

Foto 20 – Detalhe da textura do granito JAS-01D.

5.2 Pedreira Ita

Os litotipos estudados também são pouco variáveis do ponto de vista mineralógico e petrográfico, embora não seja fácil a separação física das porções sem que haja contaminação por outras partes, ex. ITA-23. A principal diferença entre os litotipos desta pedreira em relação aos da pedreira Atuba é de que a foliação não apresenta aspecto planar e orientado NE. Pode também estar horizontalizado e verticalizado.

Em relação à intercalação das bandas máficas e félsicas, o comportamento também é distinto, não sendo regular. A espessura das bandas félsicas é muito variável e por vezes estão boudinadas. Além disso, nota-se que não há continuidade no comprimento de uma mesma banda, seja ela máfica ou félsica.

Freqüentemente afloram intercaladas às bandas da estrutura gnáissica porções de concentrados máficos, com 10cm de largura em média.

As porções félsicas dos gnaisses apresentam interações com estas porções unicamente máficas e parecem desmembrar estes agregados máficos para gerar pequenos glomérulos de biotita e anfibólio, dando um aspecto microgranular ao leucossoma.

Os enclaves máficos não são contínuos, estando todos boudinados e com fraturamento hidráulico.

O leucossoma granítico não é abundante nesta pedreira. Há bolsões graníticos que cortam todas as estruturas do mesossoma, que também podem apresentar-se concordantes a esta foliação até evoluírem para *augens* de feldspato alcalino, embora precisem de mais estudos para que seja comprovado a cogeneticidade entre os bolsões graníticos e as bandas paralelas de feldspato alcalino no mesossoma. Esta porção contaminou a amostra ITA-23.

Para melhor entendimento do leitor, os litotipos foram divididos em cinco associações petrográficas fundamentais: (1) Biotita-anfibólio gnaiss (possível mesossoma), (2) Leucossoma de composição granodiorítica a tonalítica; (3) Leucossoma de composição granítica; (4) Concentrados máficos e (5) Veios de epidoto (alteração hidrotermal).

Dados modais representativos para as rochas estudadas são apresentados na Tabela 7 e representados no diagrama QAP de classificação das rochas graníticas (Figura 4).

Tabela 6 – Legendas e símbolos utilizados para a pedreira Ita nos diagramas e no texto em geral.

Pedreira	Tipos	Símbolos	Amostra
Ita	(Mesossoma)	◀	ITA-3
Ita	Granodiorito (Leucossoma)	▶	ITA-10
Ita	Tonalito (Mesossoma)	◆	ITA-11
Ita	Tonalito (Mesossoma)	▼	ITA-12
Ita	Tonalito (Leucossoma)	◐	ITA-13L
Ita	Tonalito (Mesossoma)	◯	ITA-13M
Ita	(Melanossoma)	⊗	ITA-13mel
Ita	Diorito (concentrado máfico)	✕	ITA-15
Ita	Tonalito (Mesossoma)	◊	ITA-23

Tabela 7 – Análises modais das litotipos da pedreira Ita

	Minerais (%)						
Amostras	Plagioclásio	Feldspato alcalino	Biotita	Anfibólio	Quartzo	traços	Total (%)
ITA-10	50	10	10		30	epidoto	100
ITA-11	60		15	5	20	opaco + titanita	100
ITA-12	54		15	14	17	apatita	100
ITA-13L	60		5	20	15	apatita+ granada	100
ITA-13M	50		10	20	20	clorita+ granada	100
ITA-13mel	14		36	50		apatita+ opaco	100
ITA-15	18		30	52		apatita	100
ITA-23	40	5	15	10	30		100

Figura 4A- Diagrama QAP para classificação modal dos litotipos da pedraira Ita. Nesta figura encontram-se demarcados os campos de classificação de rochas estabelecidos por Streckeisen (1976), recomendados pela IUGS para nomenclatura das rochas granitóides; (1) granitóide rico em quartzo; (2) álcali-feldspato granito; (3) granito; (4) granodiorito; (5) tonalito; (6) quartzo-álcali sienito; (7) quartzo-sienito; (8) quartzo-monzonito; (9) quartzo-monzodiorito; (10) quartzo-diorito; (6', 7', 8', 9', 10') equivalentes sem quartzo de 6, 7, 8, 9 e 10. **4B** – Diagrama QA+PM para classificação modal dos membros coexistentes leucossoma-mesosossoma-melanossoma.

5.2.1 Mesossoma

a) características macroscópicas

Os mesossomas nesta pedraira são gnaisses intensamente deformados, com pórfiros de plagioclásio fortemente estirados. Caracterizados pela intercalação de bandas milimétricas compostas por anfibólio+biotita±granada com bandas milimétricas de plagioclásio+quartzo±feldspato alcalino. A proporção de intercalação das bandas félsicas pode variar, não sendo contínuas. Em meio a estas intercalações ocorrem porções de concentrados máficos com composição biotita-anfibólio. São representadas pelas amostras ITA-11, ITA-12, ITA-13M e ITA-23.

b) características microscópicas

São fortemente foliados, caracterizados por bandas irregulares com espaçamento de milímetros a centímetros, formadas pela alternância de bandas melanocráticas de biotita+anfíbólio±granada e bandas leucocráticas de plagioclásio+quartzo, todas orientadas ao longo da foliação. A forma dos grãos é em geral seriada-interlobada.

É importante lembrar que nesta porção não ocorre feldspato alcalino visível macroscopicamente.

c) minerais

Biotita – Ocorrem dois tipos texturais de biotita, convencionados tipo 1 e tipo 2:

Tipo 1 – grãos de tamanho entre 0,5 e 1 mm, com pleocroísmo verde a marrom claro, encontra-se associado com anfíbólio e minerais opacos.

A biotita do tipo 1 apresenta formas placóides euédricas, contatos nítidos e retilíneos com o anfibólitos, gradando para agregados euédricos a subédricos de biotita. Não freqüente, mas registrada a ocorrência de óxido de ferro ao longo das clivagens e das bordas dos grãos.

Nos locais onde a deformação é mais intensa, os grãos de biotita encontram-se estirados e com caudas de recristalização constituídas por agregados de biotita do tipo 2. Tipo 2 – Apresentam formas euédricas a anédricas, com tamanhos de 0,5 a 1 mm, de cor verde. Neste tipo o cristal de biotita vem da transformação do anfíbólio.

Apresentam invariavelmente feições de deformação como extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Extinção ondulante e bandas de deformação ocorrem nos cristais maiores e tornam-se difusas nas proximidades dos limites dos grãos, posições estas de maior concentração de tensão, onde as bandas de deformação são substituídas por pequenos subgrãos. Apresentam alteração para clorita.

Anfíbólio – O anfíbólio ocorre com apenas uma forma, cristais idiomórficos a subidiomórficos, de tamanho em torno de 1 a 3 mm, geralmente livre de inclusões e quando ocorrem, são pequenos grãos de apatita (foto 21).

Observa-se localmente a transformação deste mineral, com a formação de biotita+epidoto+mineral opaco. Esta transformação não é muito freqüente.

As relações texturais indicam que o anfíbólio está em equilíbrio com a biotita, apresentando contato retilíneo, entre os dois cristais. A ocorrência deste mineral não é

única na porção do mesossoma, mostra-se, juntamente com a biotita nas porções dos leucossomas, orientados ao longo de uma sutil foliação.

Plagioclásio – O plagioclásio apresenta duas gerações: 1) em equilíbrio com o anfibólio e biotita; 2) com formas irregulares, preenchendo a matriz, com bordas serrilhadas e por vezes com reentrâncias. Suas dimensões da geração 1 variam entre 1 a 5 mm, e suas formas em geral são subidiomórficas, apresentam uma forte forma preferencial orientada que definida a foliação, por vezes estirado. Embora a foliação seja mais evidente nas seções em que é acompanhada da biotita. Há o desenvolvimento de bandas de deformação associadas à formação de “kink bands”. Maclas de deformação são bastante freqüentes, e apresentam terminações afuniladas.

Quartzo – grãos de até 1mm, xenomórficos, formas irregulares. Os cristais apresentam tendência ao alongamento, como *ribbons*. Seus contatos variam de nítidos e retos a difusos e serrilhados. Ocorrem associados ao plagioclásio ou como inclusão em anfibólio.

Apresentam invariavelmente feições de deformação como extinção ondulante, bandas de deformação e subgrão. Extinção ondulante e bandas de deformação ocorrem nos cristais maiores e tornam-se difusas nas proximidades dos limites dos grãos, posições estas de maior concentração de tensão, onde as bandas de deformação são substituídas por pequenos subgrãos. As microestruturas de quartzo evidenciam a atuação de processos de deslizamento intracristalino.

Apatita - grãos de até 0,5mm, morfologia arredondada. Os cristais apresentam-se como inclusões, em maior quantidade em anfibólio, e menor quantidade no plagioclásio.

Apatita é o mineral acessório mais abundante no mesossoma.

Zircão – grãos de até 0,1mm, idiomórfico a subidiomórfico, por vezes zonados.

Granada – grãos de até 0,5mm, idiomórfico, como acessório nesta porção.

Titanita – ocorre com duas formas principais, idiomórfica e outra xenomórfica. Só foi encontrado este mineral acessório em uma amostra ITA-11.

5.2.2 Leucossomas

5.2.2.1 Composição granodiorítica a tonalítica

Foram separadas fisicamente as bandas leucocráticas do mesossoma, as quais apresentavam espessuras maiores que 5cm.

a) características macroscópicas

Bandas leucocráticas com espessuras variando de alguns milímetros até 10 cm, compostas por plagioclásio+quartzo+biotita+anfíbólio. Nem sempre apresentam caráter estromático, por vezes ocorrem como bandas boudinadas e também dobradas.

Apresentam orientação mineral sutil, com estiramento de grãos. Quando esta porção está em contato com concentrados máficos há o desmembramento desta estrutura, formando pequenos glomérulos de anfíbólio e biotita em meio à banda leucocrática.

Estão representadas pelas amostras ITA-10 e ITA-13L.

b) características microscópicas

Os grãos apresentam contatos interlobados, e em alguns setores localizados os contatos são poligonais. A granulação aumenta em relação ao mesossoma, e localmente ela é porfirítica. Os minerais apresentam leve estiramento, geralmente o quartzo é fitado. Minerais acessórios como zircão e titanita são coexistentes nesta porção

c) minerais

Plagioclásio - suas dimensões variam entre 0,5 a 8 mm, em geral são subidiomórficas. As maclas ígneas estão parcialmente preservadas, localizadas em setores do grão. Apresenta uma segunda geração de grãos de aproximadamente 0,5mm, forma poligonal, que geralmente estão associados às bordas dos grãos maiores, como uma fase de recristalização das bordas. Quando em contato com quartzo apresenta bordas de reação entre estes dois minerais.

Quartzo - suas dimensões variam entre 0,5 e 3 mm, xenomórficos, estirados e bordas serrilhadas. Nesta porção a extinção ondulante é quase nula neste mineral, enquanto no mesossoma está sempre presente.

Biotita – suas dimensões são em média de 1mm, idiomórficos, bordas interlobadas, que dão a impressão de que foram englobadas pelo leucossoma. Há grande quantidade deste mineral.

Anfibólio – ocorre com duas formas: grãos idiomórficos, de 1,5 a 4mm, em contato retilíneo com biotita. Apresenta grande número de inclusões de apatita. Geralmente ocorrem em glomérulos com a biotita. E também xenomórfico, de até 4mm, com bordas arredondadas (foto 22).

Epidoto – grãos subidiomórficos, de 1mm, que substituem parcial ou totalmente o anfibólio (foto 23).

Granada – cristais idiomórficos, de 1mm, raros nesta porção.

5.2.2.2 Leucossoma de composição granítica

Normalmente aflora como apófises cortando a foliação do mesossoma, que pode evoluir até bandas concordantes com a foliação até atingir a forma de *augens* de feldspato alcalino. Ocorrem em poucos setores da pedreira, diferentemente do leucossoma de composição sienogranítica da pedreira Atuba.

Representado pela amostra ITA-18.

a) características macroscópicas

Cor rósea, textura equigranular média, composta por feldspato alcalino e quartzo.

5.2.3 Concentrado máfico ou melanossoma

São concentrados máficas de anfibólio e biotita, orientados com gradação marginal por vezes amendoados. Ocorrem dispersos pelo mesossoma da rocha, exibem muitas vezes relações com o leucossoma. Diferem dos melanossomas da pedreira Atuba pelo seu tamanho, que pode atingir 20 centímetros de comprimento por 15 de largura, enquanto na Atuba ocorrem como bordas de até 1 centímetro.

Corresponde a amostra ITA-15.

a) características microscópicas

Textura inequigranular, granulação média, com cristais de anfibólio com inclusões de apatita, biotita placóide de cor marrom e plagioclásio, com tamanhos que variam de 1mm a 0,5 cm. Algumas amostras apresentam uma leve foliação dada pela orientação dos minerais máficos.

b) minerais

Anfibólio – cristais subidiomórficos de até 2mm, levemente orientado, em contato com biotita. Com minerais de apatita como inclusão.

Biotita - cristais placóides levemente orientados de 1mm.

Plagioclásio - cristais idiomórficos a subidiomórficos, grãos de 0,5 a 1mm, extinção ondulante (geminção deformada). Podem existir recristalizações de subgrãos de 0,5mm arredondadas nas bordas dos grãos maiores.

5.2.4 Veios hidrotermais

Ocorrem veios hidrotermais cortando toda a pedreira, embora exista um distanciamento grande entre um veio e outro, onde pode-se amostrar litotipos sem esta alteração. Sua reação com as paredes da rocha encaixante gera uma fina banda de coloração rósea paralela ao fraturamento que este veio preenche. Eles apresentam a seguinte paragênese: epidoto+feldspato alcalino+calcita+pirita+quartzo.

Foto 21 – Anfibólio idiomórfico com pequenas inclusões de apatita.

Foto 22 – Anfibólio xenomórfico com inclusões de apatita e minerais opacos.

Foto 23 – Anfibólio sendo substituído por epidoto.

6. QUÍMICA MINERAL

Através das composições químicas dos minerais constituintes de uma rocha, das composições químicas das fases envolvidas e da evolução química, é possível tecer considerações a respeito das trajetórias de P-T. Com estes objetivos, 10 lâminas dos principais litotipos (leucossoma, mesossoma, concentrado máfico), foram selecionadas para análise por microsonda eletrônica na Universidade de São Paulo (USP). Nestas lâminas foram analisados, quando presentes: feldspatos, biotita, anfibólio, titanita e zircão. Os resultados analíticos apresentam-se separados nas duas pedreiras, **Atuba e Ita**, juntamente com a descrição da composição de cada mineral.

6.1 Litotipos da pedreira Atuba.

Para esta pedreira foram analisadas, sempre que possível cada mineral formador de mesossoma e leucossoma, além da titanita e zircão, minerais acessórios pertencentes ao mesossoma.

6.1.1 Mesossoma

Anfibólio

Cosca *et al.* (1991) apresentaram evidências de que em anfibólios cálcicos a normalização 13-CNK conduz a estimativas melhores, com teores de Fe^{3+} mais altos, em comparação com métodos que envolvem médias obtidas através de parâmetros que definem limites mínimos para Fe^{3+} .

A nomenclatura dos anfibólios foi estabelecida com base nas normas sugeridas pelo IMA (Internacional Mineralogical Association) apresentadas por Leake *et al.* (1997). O IMA sugere a utilização do método de Schumacker (1991, 1997) (*apud* Leake *et al.*, 1997) para as estimativas dos valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} , que tem como base o cálculo de nove fatores de correção, que resultam em quatro estimativas mínimas e cinco estimativas máximas para Fe^{3+} , sendo elas:

Limites químicos: $\Sigma Fe = Fe^{2+}$ (mínimo) e Fe^{3+} (máximo)

Limites estequiométricos – intervalo mais restrito de valores aceitáveis

Estimativas mínimas – critérios $Si \leq 8$; ΣCa (total de cátions exceto Na e K) ≤ 15 ;

e ΣK (total de cátions) ≤ 16 , cuja violação acusa a presença de Fe^{3+} ;

- correção para um desses três critérios, cujo valor obtido apresentar excesso em relação ao limite estabelecido, fornecerá a estimativa mínima de Fe^{3+} .

Normalizações utilizadas: 8Si; 15eNK ou total de cátions 16.

Estimativas máximas – critérios $\Sigma Al (Si+Al_t) \geq 8$; ΣMn (total de cátions, exceto

Ca, Na e K) ≥ 13 ; e ΣNa (total de cátions exceto K) ≥ 15 , cuja violação independe das estimativas do estado de valência do Fe.

- correção para um desses três critérios, cujos valores mais se aproximarem ao limite estabelecido, fornecerá a estimativa máxima de Fe^{3+} . Normalizações utilizadas: 8SiAl; 13eCNK ou 15eK.

Na calibração do geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Holland & Blundy (1994) foi adotado este método de recálculo para os anfibólios.

Seguindo esta classificação, os anfibólios dos mesossomas são classificados como do tipo cálcico, mais precisamente do tipo tschermakita (Figura 5).

Os fatores que controlam as substituições composicionais de anfibólios, envolvendo o Al (^{IV}Al e ^{VI}Al), têm sido interpretados ora como indicadores de pressão (Hammarstron & Zen 1986, Schmidt 1992), ora de temperatura (Blundy & Holland 1990).

A variação composicional observada no conjunto de dados obtida é controlada principalmente pelas trocas edenítica (Figura 6A), plagioclásio (Figura 6B), e tschermakítica (Figura 6C) que são respectivamente sensíveis à temperatura para as duas primeiras e pressão para última.

De um modo geral os anfibólios são ricos em CaO, MgO e FeO (t), enquanto o CaO é aproximadamente constante para todas as rochas (em torno de 11%), e MgO e FeO (t) variam muito pouco (Tabela 8).

Figura 5 – Composição de anfíbólios cálcicos presentes no mesossoma da Pedreira Atuba representada no diagrama de classificação de Leake *et al.* (1997): $(Na+K)_A > 0,5$.

Figura 6 – Diagramas de variações catiônicas para anfíbólios cálcicos de mesossoma dos litotipos da pedreira Atuba: **A)** troca edenítica; **B)** troca plagioclásio; **C)** troca tschermakítica. Há sobreposição de pontos que resulta num número aparentemente menor de pontos no gráfico.

Tabela 8 - Análises químicas de anfibólio – pedreira Atuba.

Amostra	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02
Análise	f21p1	f21p2	f22p1	F22p2	f22p3	f22p4	f23p1	f23p2	f23p3	f23p5	f23p6	f23p8	f24p3
Localização	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
Mineral	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio
SiO ₂	40,39	40,49	40,49	40,48	39,94	40,91	45,87	40,63	40,49	41,88	41,39	40,98	40,478
TiO ₂	1,17	1,13	1,20	1,19	1,18	1,11	0,82	1,33	0,84	1,12	0,78	1,03	1,250
Al ₂ O ₃	12,05	11,92	11,75	11,73	11,83	11,45	15,57	11,78	11,83	10,44	10,40	11,52	11,952
FeO	20,00	20,01	19,90	20,21	19,65	19,43	14,78	19,45	19,58	19,09	19,25	19,75	19,978
MnO	0,38	0,39	0,41	0,45	0,44	0,35	0,31	0,44	0,45	0,39	0,38	0,40	0,427
MgO	8,32	8,00	8,37	8,47	8,31	8,72	6,15	8,57	8,56	9,36	8,78	8,59	8,450
CaO	11,31	11,41	11,15	11,32	11,49	11,40	9,93	11,19	11,15	11,41	11,31	11,26	11,215
Na ₂ O	0,88	0,80	0,95	0,83	0,87	0,79	2,10	0,92	0,90	0,67	0,68	0,917	0,937
K ₂ O	1,49	1,41	1,48	1,42	1,47	1,43	1,20	1,42	1,47	1,21	1,25	1,35	1,456
F	0,17	0,23	0,15	0,16	0,10	0,17	0,22	0,07	0,21	0,24	0,07	0,18	0,135
Cl	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,052
Total	96,22	95,90	95,90	96,32	95,31	95,80	96,99	95,82	95,53	95,84	94,33	96,00	96,33
O_F_Cl	0,08	0,11	0,07	0,08	0,05	0,08	0,1	0,04	0,1	0,11	0,04	0,08	0,07
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios													
Tsi	6,21	6,26	6,25	6,21	6,20	6,30	6,97	6,25	6,25	6,41	6,45	6,30	6,21
TAI ^{IV}	1,78	1,74	1,75	1,78	1,79	1,70	1,02	1,74	1,74	1,58	1,54	1,69	1,78
CAI ^{VI}	0,39	0,43	0,38	0,33	0,36	0,37	1,76	0,39	0,41	0,29	0,36	0,38	0,37
CFe ₃	0,71	0,64	0,67	0,79	0,69	0,67	0	0,65	0,73	0,73	0,66	0,69	0,72
Cti	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,09	0,15	0,09	0,12	0,09	0,11	0,14
CMg	1,90	1,84	1,92	1,93	1,92	2,00	1,39	1,96	1,97	2,13	2,04	1,96	1,93
CFe ₂	1,82	1,92	1,84	1,76	1,84	1,79	1,72	1,80	1,75	1,67	1,81	1,80	1,79
CMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
BFe ₂	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,15	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04
BMn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Bca	1,86	1,89	1,84	1,86	1,91	1,88	1,61	1,84	1,84	1,87	1,88	1,85	1,84
Bna	0,07	0,05	0,08	0,07	0,04	0,06	0,20	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08
Ana	0,18	0,18	0,2	0,17	0,21	0,17	0,41	0,19	0,18	0,13	0,14	0,19	0,19
AK	0,29	0,28	0,29	0,27	0,29	0,28	0,23	0,27	0,29	0,23	0,24	0,26	0,28
Soma cátions	15,48	15,46	15,49	15,45	15,50	15,45	15,65	15,47	15,47	15,36	15,39	15,45	15,48
Mg#	0,51	0,49	0,51	0,52	0,51	0,53	0,45	0,52	0,53	0,56	0,53	0,52	0,52
fe#	0,49	0,51	0,49	0,48	0,49	0,47	0,55	0,48	0,47	0,44	0,47	0,48	0,48

Tabela 8 (continuação) - Análises químicas de anfibólio – pedra Atuba.

Amostra	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu16a5	atu16a5	atu16a5	atu16a5	atu18a
Análise	f24p4	f24p5	f25p1	f25p2	f25p3	f25p6	f25p7	f25p8	f25p8	f10p3	f10p4	f10p6	f12p5	f3p1
Localização	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
Mineral	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio
SiO ₂	40,56	40,48	39,74	40,37	40,25	41,78	40,02	39,58	41,32	39,58	40,65	40,92	40,54	40,54
TiO ₂	1,12	1,08	1,20	0,96	1,19	0,88	1,20	1,30	1,19	1,27	1,15	1,01	0,79	0,79
Al ₂ O ₃	11,93	11,92	12,32	10,47	12,22	10,96	12,14	12,57	11,94	12,59	12,18	11,81	12,73	12,73
FeO	19,49	19,67	19,92	19,09	19,60	19,23	19,91	20,33	19,09	20,05	19,89	19,55	19,65	19,65
MnO	0,40	0,45	0,39	0,48	0,41	0,47	0,48	0,46	0,62	0,65	0,66	0,65	0,63	0,63
MgO	8,44	8,30	8,19	8,40	8,46	9,02	8,22	8,02	8,70	7,92	8,48	8,63	8,74	8,74
CaO	11,32	11,29	11,34	10,99	11,52	11,28	11,62	11,02	11,53	11,27	11,35	11,46	11,15	11,15
Na ₂ O	0,84	0,88	0,93	0,70	0,85	0,86	0,92	0,96	0,68	0,80	0,75	0,82	0,93	0,93
K ₂ O	1,41	1,46	1,62	1,25	1,55	1,23	1,54	1,66	1,28	1,64	1,42	1,40	1,48	1,48
F	0,19	0,33	0,21	0,28	0,21	0,21	0,16	0,16	0,23	0	0,40	0,49	0,09	0,09
Cl	0,06	0,06	0,04	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,02	0,02
Total	95,76	95,92	95,90	93,06	96,30	95,96	96,26	96,10	96,63	95,82	96,99	96,79	96,74	96,74
O_F_Cl	0,09	0,15	0,1	0,14	0,1	0,09	0,08	0,08	0,11	0,01	0,18	0,22	0,04	0,04
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios														
TSi	6,25	6,25	6,15	6,40	6,18	6,40	6,17	6,11	6,29	6,12	6,19	6,64	6,16	6,16
TAI ^{IV}	1,74	1,74	1,84	1,59	1,81	1,59	1,82	1,88	1,70	1,88	1,80	1,35	1,83	1,83
CAI ^{VI}	0,42	0,42	0,39	0,36	0,39	0,38	0,37	0,40	0,43	0,41	0,38	0,90	0,43	0,43
CFe ₃	0,67	0,65	0,70	0,67	0,69	0,67	0,67	0,75	0,68	0,75	0,80	1,24	0,85	0,85
CTI	0,13	0,12	0,14	0,11	0,13	0,10	0,14	0,15	0,13	0,14	0,13	0,12	0,09	0,09
CMg	1,94	1,91	1,89	1,98	1,94	2,06	1,88	1,84	1,97	1,82	1,92	2,09	1,98	1,98
CFe ₂	1,80	1,85	1,84	1,83	1,80	1,75	1,88	1,81	1,73	1,82	1,70	0,59	1,59	1,59
CMn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
BFe ₂	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,05	0,01	0,02	0,02	0,81	0,04	0,04
BMn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
BCa	1,87	1,87	1,88	1,86	1,89	1,85	1,92	1,82	1,88	1,86	1,85	0,25	1,81	1,81
BNa	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04	0,09	0,06	0,07	0,07	0,12	0,09	0,09
ANa	0,18	0,19	0,21	0,14	0,19	0,17	0,23	0,19	0,13	0,16	0,14	0,13	0,17	0,17
AK	0,27	0,28	0,31	0,25	0,30	0,24	0,30	0,32	0,24	0,32	0,27	0,29	0,28	0,28
Soma cátions	15,46	15,48	15,53	15,39	15,50	15,41	15,53	15,52	15,38	15,49	15,42	14,66	15,46	15,46
mg#	0,52	0,51	0,51	0,52	0,52	0,54	0,50	0,50	0,53	0,50	0,53	0,77	0,55	0,55
fe#	0,48	0,49	0,49	0,48	0,48	0,46	0,50	0,50	0,47	0,50	0,47	0,22	0,45	0,45

Tabela 8 (continuação) - Análises químicas de anfibólio – pedreira Atuba.

Amostra	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a
Análise	f3p8	f4p1	f4p2	f5p1	f5p7
Localização	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
Mineral	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio
SiO ₂	38,27	39,52	39,67	39,62	41,08
TiO ₂	0,66	0,72	0,69	0,95	0,82
Al ₂ O ₃	13,21	13,44	12,64	12,35	11,62
FeO	18,98	19,38	19,30	19,39	19,03
MnO	0,61	0,62	0,61	0,61	0,58
MgO	8,85	8,53	8,55	8,75	9,01
CaO	11,19	11,19	11,37	11,19	11,23
Na ₂ O	1,05	1,00	0,96	0,92	0,89
K ₂ O	1,39	1,39	1,51	1,42	1,27
F	0,20	0,32	0,24	0,16	0,30
Cl	0,02	0,03	0,01	0,04	0,11
Total	94,45	96,15	95,54	95,40	95,93
O_F_Cl	0,09	0,14	0,1	0,08	0,15
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios					
TSi	5,95	6,05	6,13	6,11	6,30
TAI ^{IV}	2,04	1,94	1,86	1,88	1,69
CAI ^{VI}	0,37	0,48	0,43	0,36	0,40
CFe ₃	1,05	0,90	0,81	0,90	0,76
CTi	0,07	0,08	0,08	0,11	0,09
CMg	2,05	1,94	1,96	2,01	2,06
CFe ₂	1,39	1,54	1,66	1,56	1,64
CMn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
BFe ₂	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03
BMn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
BCa	1,86	1,83	1,88	1,85	1,84
BNa	0,07	0,08	0,06	0,08	0,08
ANa	0,24	0,21	0,22	0,19	0,18
AK	0,27	0,27	0,29	0,28	0,24
Soma cátions	15,52	15,48	15,52	15,47	15,42
mg#	0,60	0,56	0,54	0,56	0,56
fe#	0,40	0,44	0,46	0,44	0,44

Biotita

A composição química da biotita é biotita-annita (Figura 7). Variações composicionais são pequenas e a principal, no que diz respeito às micas, é em relação aos teores de Al_{total} pouco variáveis, entre 2,4 e 2,7. Os valores de $fe\#$ variam pouco de 0,49 a 0,52. Ti varia de 0,23 a 0,37 átomos p.f.u. (Tabela 9).

Figura 7 – Diagrama de variações catiônicas para biotita de mesossoma da Pedreira Atuba.

Durante experimentos de fusão de desidratação sobre gnaisses tonalíticos ricos em F, Skjerlie e Johnston (1993) observaram muito baixa proporção de fusão (1-10%), diante de temperaturas atingidas a 950°C e pressões de 6 a 10kbar. O fator decisivo para frações tão baixas de magma foi o alto conteúdo de F na composição inicial da biotita (0,47%). Os teores de F analisados foram em média de 0,32%, com valores entre 0 e 0,41%.

Tabela 9 - Análises químicas de biotita – pedra Atuba. Abreviações: meso - mesossoma; leuco- leucossoma

Amostra	atu02	atu02	atu02	atu16a5	atu16a5	atu16a5	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a
Análises	f21p4	f22p5	f22p6	f18p1	f12p3	f12p4	f11tirar	f11tirar	f3p3	f3p4	f3p7	f4p3	f5p2	f6p1
Localização	meso-centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	borda	centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	meso-centro	leuco-centro
Mineral	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita
SiO ₂	36,38	36,23	36,19	36,12	36,29	36,81	36,41	36,64	36,64	36,38	36,27	36,45	35,87	36,54
TiO ₂	3,17	2,59	3,37	2,66	2,06	3,28	2,65	2,59	2,23	2,39	2,80	2,49	2,27	2,67
Al ₂ O ₃	13,76	14,07	13,88	13,87	14,32	14,45	14,55	14,39	14,84	14,80	14,35	14,21	14,36	14,39
FeO	20,61	20,54	19,78	20,34	20,43	19,39	19,58	19,23	20,12	19,60	19,49	20,22	20,12	20,27
MnO	0,34	0,28	0,26	0,39	0,51	0,39	0,36	0,39	0,38	0,36	0,38	0,42	0,45	0,34
MgO	10,56	11,13	10,52	10,84	11,61	10,91	11,38	11,27	11,30	11,61	11,02	11,27	11,11	11,24
CaO	0,01	0,03	0	0,01	0,03	0,02	0,00	0	0,07	0,02	0,03	0,02	0,02	0
Na ₂ O	0,08	0,07	0,09	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05	0,16	0,15	0,08	0,06	0,09	0,08
K ₂ O	9,26	9,15	9,34	9,54	9,14	9,52	9,27	9,43	9,11	9,13	9,30	9,31	8,90	9,29
F	0,38	0,31	0,42	0,45	0,30	0,25	0,15	0,38	0,24	0,27	0,25	0,15	0,23	0,45
Cl	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
Total	94,59	94,43	93,88	94,34	94,80	95,13	94,41	94,40	95,11	94,74	94,01	94,62	93,44	95,29
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios														
Si	5,41	5,38	5,41	5,40	5,37	5,40	5,37	5,42	5,38	5,36	5,39	5,39	5,37	5,38
Al ^{IV}	2,41	2,46	2,44	2,44	2,49	2,49	2,53	2,50	2,56	2,56	2,51	2,47	2,53	2,49
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,11
C	7,82	7,85	7,85	7,84	7,87	7,90	7,91	7,93	7,95	7,92	7,90	7,87	7,91	7,88
Ti	0,35	0,29	0,37	0,29	0,23	0,36	0,29	0,28	0,24	0,26	0,31	0,27	0,25	0,29
Fe ²⁺	2,56	2,55	2,47	2,54	2,53	2,38	2,42	2,37	2,47	2,41	2,42	2,50	2,52	2,49
Mn	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
Mg	2,34	2,46	2,34	2,41	2,56	2,38	2,50	2,48	2,47	2,55	2,44	2,48	2,48	2,46
B	4,90	5,02	4,81	4,96	5,09	4,76	4,92	4,86	4,94	4,96	4,86	4,99	5,00	4,96
Ca	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0	0	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02
K	1,75	1,73	1,78	1,82	1,72	1,78	1,74	1,78	1,70	1,71	1,76	1,75	1,70	1,74
A	1,78	1,76	1,80	1,84	1,75	1,80	1,75	1,79	1,76	1,76	1,79	1,77	1,73	1,76
Cátions	29,01	29,25	28,93	29,27	29,42	28,92	29,18	29,17	29,27	29,26	29,10	29,26	29,27	29,21
Fe#	0,52	0,51	0,51	0,51	0,5	0,5	0,49	0,49	0,5	0,49	0,5	0,5	0,5	0,5
Mg#	0,48	0,49	0,49	0,49	0,5	0,5	0,51	0,51	0,5	0,51	0,5	0,5	0,5	0,5

**Tabela 9(continuação) - Análises químicas de biotita –
pedreira Atuba.**

Amostra	atu18a	atu18a	atu12	atu12
Análises	f6p2	f6p5	f1p6	f1p7
Localização	Leuco-centro	Leuco-centro	centro	borda
Mineral	biotita	biotita	biotita	Biotita
SiO₂	36,32	36,35	36,38	35,64
TiO₂	2,31	2,30	2,18	2,26
Al₂O₃	14,19	14,44	14,98	15,68
FeO	20,53	20,51	19,92	19,24
MnO	0,41	0,43	0,34	0,33
MgO	11,13	11,29	10,81	11,21
CaO	0,01	0,02	0,30	0,09
Na₂O	0,09	0,05	0,08	0,11
K₂O	9,14	9,32	7,23	9,69
F	0,26	0,18	0,37	0,29
Cl	0,04	0,03	0,06	0,02
Total	94,43	94,92	92,65	94,56
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios				
Si	5,40	5,37	5,43	5,27
Al^{IV}	2,48	2,51	2,56	2,72
Al^{VI}	0,11	0,11	0,06	0,00
C	7,88	7,88	8,00	8,00
Ti	0,25	0,25	0,24	0,25
Fe²	2,55	2,53	2,48	2,38
Mn	0,05	0,05	0,04	0,04
Mg	2,46	2,48	2,40	2,47
B	5,02	5,02	5,18	5,14
Ca	0,00	0,00	0,04	0,01
Na	0,02	0,01	0,02	0,03
K	1,73	1,75	1,37	1,83
A	1,76	1,77	1,44	1,87
Cátions	29,30	29,36	28,91	29,71
Fe#	0,51	0,5	0,51	0,49
Mg#	0,49	0,5	0,49	0,51

Plagioclásio

As amostras dos mesossomas da Pedreira Atuba apresentam teores médios de An bastante homogêneas (An_{23-26}). A composição do plagioclásio é oligoclásio (Tabela 10), com a seguinte variação composicional de An em média de 23,42% nas partes centrais, embora possa chegar a 26,3%. O teor de Or em média de 1,01%, variando de 1 a 2,9%, com uma única análise com teor de Or em 8,2%. O teor de An nas bordas é em média de 24,84%, com um teor de Or em média de 1,68, variando de 1,1 a 2,7% (Figura 8).

Segundo estudos feitos por Bea (1996) feldspatos têm conteúdos moderados a baixos de ETR leves, e pouco ou nenhum de ETR pesados. Quando normalizados por condrito mostram forte fracionamento de ETR leves em relação aos pesados, usualmente com anomalia positiva intensa de Európio.

Figura 8 – Diagrama de classificação de plagioclásio em mesossoma da Pedreira Atuba.

Feldspato alcalino

A presença deste mineral nesta porção é relativamente rara, e quando está presente o mineral ocorre nas bordas de biotita e anfibólio, como mineral intersticial. Os feldspatos foram analisados fornecendo composições $Or_{84-96,5}$, com valor médio de Or_{89} (tabela 11). Os valores de K_2O são homogêneos, variando de 14,25 a 16,46%, enquanto os teores de Na_2O variam bastante, entre 0,39 e 1,74%.

Tabela 10 – Análises químicas de plagioclásio – pedreira Atuba.

Amostra	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02
Análise	f12p1	f20p3	f21p5	f21p6	f21p7	f21p8	f22p5	f24p1	f4p1	f4p2	f4p3	f4p4	f4p5
Localização	centro	centro	centro	centro	borda	borda	borda		centro				centro
Mineral	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
SiO ₂	59,92	61,70	60,75	61,29	61,01	61,46	61,02	61,67	61,24	62,21	61,73	61,17	61,28
TiO ₂	0	0,04	0	0,04	0,04	0,07	0,01	0	0,06	0	0	0,01	0
Al ₂ O ₃	23,29	23,17	23,09	23,28	23,24	23,37	23,08	23,09	23,54	23,11	23,46	23,59	23,5
Fe ₂ O ₃	0,17	0,10	0,11	0,19	0,15	0,18	0,13	0,20	0,10	0,15	0,23	0,17	0,18
BaO	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,14	5,06	5,36	5,11	5,19	5,15	5,24	5,08	5,30	4,69	5,01	5,28	5,30
Na ₂ O	8,31	8,66	8,49	8,63	8,64	8,42	8,47	8,59	8,74	9,01	8,60	8,55	8,62
K ₂ O	0,46	0,17	0,19	0,33	0,30	0,34	0,41	0,29	0,19	0,41	0,24	0,37	0,40
SrO	0	0,15	0,08	0,13	0,23	0,15	0,17	0,15	0	0	0	0	0
total	96,66	98,59	97,70	98,31	98,09	98,40	97,81	98,42	98,83	99,02	98,80	98,59	99,28
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios													
Si	10,95	11,05	11,00	11,00	10,99	11,01	11,01	11,06	10,97	11,09	11,03	10,96	10,97
Al	5,01	4,89	4,92	4,92	4,93	4,93	4,90	4,87	4,96	4,85	4,93	4,98	4,95
Fe ₃	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
Ti	0	0,00	0	0,00	0,00	0,01	0,00	0	0,00	0	0	0	0
Z	15,98	15,96	15,94	15,96	15,94	15,98	15,94	15,96	15,96	15,96	15,99	15,97	15,96
Ba	0	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,00	0,97	1,04	0,98	1,00	0,98	1,01	0,97	1,01	0,89	0,95	1,01	1,01
Na	2,94	3,00	2,98	3,00	3,01	2,92	2,96	2,98	3,03	3,11	2,98	2,97	2,99
K	0,10	0,03	0,04	0,07	0,06	0,07	0,09	0,06	0,04	0,09	0,05	0,08	0,09
X	4,05	3,04	4,06	4,06	4,09	3,99	4,07	4,02	4,10	4,10	3,99	4,07	4,10
Membros finais (Mol %)													
Ab	72,5	74,9	73,4	73,9	73,8	73,3	72,8	74,1	74,1	75,9	74,6	73	72,9
An	24,8	24,2	25,6	24,2	24,5	24,8	24,9	24,2	24,8	21,9	24	24,9	24,8
Or	2,6	1	1,1	1,9	1,7	1,9	2,3	1,6	1,1	2,3	1,4	2,1	2,2

Tabela 10 (continuação) – Análises químicas de plagioclásio – pedreira Atuba

Amostra	atu02	atu02	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4
Análise	f4p7	f24p10	f6	f6p1	f6p2	f6p3	F6p4	f6p5	f6p6	f6p7	f6p9	f7p1	f19p1
Localização	centro			centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	centro
Mineral	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	leucossoma
SiO ₂	61,05	61,10	61,05	61,7	60,51	60,36	60,07	62,43	60,87	60,27	60,80	60,58	61,14
TiO ₂	0	0,01	0	0	0	0	0	0,02	0,05	0	0	0,04	0
Al ₂ O ₃	23,38	22,97	23,78	22,97	23,33	23,39	23,97	24,39	23,89	23,66	23,41	23,70	23,03
Fe ₂ O ₃	0,14	0,13	0,14	0,18	0,17	0,18	0,15	0,14	0,09	0,17	0,22	0,14	0,12
BaO	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,21	5,08	5,44	4,89	4,99	5,44	5,13	5,52	5,45	5,53	5,53	5,59	4,96
Na ₂ O	8,54	8,60	8,48	8,75	8,55	8,40	7,84	8,86	8,63	8,31	8,67	8,92	8,70
K ₂ O	0,20	0,20	0,36	0,48	0,42	0,42	1,45	0,25	0,20	0,31	0,3	0,21	0,42
SrO	0	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,10
total	98,52	97,76	99,24	98,97	97,96	97,60	98,47	101	98,85	98,25	98,92	99,18	97,83
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios													
Si	10,99	11,04	10,93	11,07	10,97	10,94	10,87	10,92	10,91	10,91	10,94	10,89	11,04
Al	4,96	4,89	5,01	4,85	4,98	4,99	5,11	5,02	5,04	5,04	4,96	5,02	4,89
Fe ₃	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Ti	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Z	15,97	15,95	15,97	15,95	15,98	15,96	16,00	15,97	15,96	15,97	15,93	15,92	15,95
Ba	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,00	0,98	1,04	0,94	0,96	1,05	0,99	1,03	1,04	1,07	1,06	1,08	0,95
Na	2,98	3,01	2,94	3,04	3,00	2,95	2,75	3,00	2,99	2,91	3,02	3,11	3,04
K	0,04	0,04	0,08	0,11	0,09	0,09	0,33	0,05	0,04	0,07	0,06	0,05	0,09
X	4,03	4,04	4,07	4,09	4,07	4,10	4,08	4,09	4,09	4,06	4,16	4,24	4,01
Membros finais (Mol %)													
Ab	73,9	74,6	72,3	74,3	73,8	71,9	67,4	73,4	73,3	71,8	72,7	73,5	74,3
An	24,9	24,3	25,6	23	23,8	25,7	24,4	25,3	25,6	26,4	25,6	25,4	23,4
Or	1,1	1,1	2	2,7	2,4	2,4	8,2	1,4	1,1	1,7	1,7	1,2	2,3

Tabela 10(continuação) – Análises químicas plagioclásio – pedreira Atuba.

Amostra	atu16a5	atu16a5	atu16a5	atu16a5	Atu16a5	atu16a5	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a	atu18a
Análise	f10p1	f10p2	f10p7	f10p8	f11	F11	f2p1	f2p2	f3p5	f3p6	f3p	f4p4	f5p4
Localização	centro	borda	centro	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda			centro
Mineral	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	leucossoma	leucossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
SiO ₂	61,18	61,71	60,57	61,91	61,08	61,82	61,52	61,40	61,35	61,80	61,77	61,29	61,87
TiO ₂	0,04	0,01	0,02	0,02	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0,03	0	0,01
Al ₂ O ₃	23,36	23,42	23,15	23,20	22,93	22,98	23,11	23,53	23,47	23,27	23,49	23,20	23,14
Fe ₂ O ₃	0,16	0,23	0,09	0,24	0,18	0,13	0,17	0,09	0,12	0,20	0,20	0,11	0,11
BaO	0,03	0	0,04	0	0,05	0,04	0,08	0,01	0	0,00	0	0,06	0,12
CaO	5,25	5,32	5,64	5,28	5,34	4,98	5,14	5,04	5,32	5,19	5,54	5,40	5,08
Na ₂ O	8,59	8,47	8,64	8,76	8,42	8,61	8,58	8,52	8,41	8,49	8,50	8,57	8,76
K ₂ O	0,39	0,44	0,16	0,34	0,49	0,52	0,43	0,33	0,40	0,35	0,3	0,22	0,48
SrO	0,08	0,12	0,07	0,12	0,08	0,13	0,1	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,06
total	98,39	98,91	98,01	99,14	97,77	98,39	98,34	98,49	98,54	98,74	99,30	98,45	98,85
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios													
Si	10,98	11,00	10,96	11,03	11,03	11,07	11,04	11,01	10,99	11,04	10,99	11,01	11,05
Al	4,94	4,91	4,93	4,86	4,87	4,85	4,88	4,97	4,95	4,89	4,92	4,90	4,86
Fe ₃	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0	0,00
Z	15,95	15,96	15,91	15,93	15,93	15,94	15,95	15,99	15,96	15,97	15,95	15,93	15,93
Ba	0,00	0	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0,00	0,00
Ca	1,01	1,01	1,09	1,00	1,03	0,95	0,98	0,96	1,02	0,99	1,05	1,03	0,97
Na	2,99	2,93	3,03	3,02	2,95	2,99	2,98	2,96	2,92	2,94	2,93	2,98	3,03
K	0,08	0,09	0,03	0,07	0,11	0,11	0,09	0,07	0,09	0,08	0,06	0,05	0,10
X	4,09	4,04	4,16	4,10	4,09	4,06	4,07	4,00	4,03	4,01	4,05	4,07	4,11
Membros finais (Mol %)													
Ab	73,1	72,4	72,9	73,6	72,1	73,6	73,3	74	72,4	73,3	72,3	73,3	73,7
An	24,7	25,1	26,3	24,5	25,2	23,5	24,3	24,2	25,3	24,7	26	25,5	23,6
Or	2,2	2,4	0,9	1,9	2,7	2,9	2,4	1,9	2,3	2	1,7	1,2	2,6

Tabela 11 - Análises químicas de feldspato alcalino – pedra Atuba.

Amostra	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu07	atu07	atu07	atu07	atu07	atu07	atu12	atu12
Análise	f10p2	f10p3	f9p1	f9p2	f9p3	f7p1	f7p2	f7p3	f8p1	f8p2	f8p3	f1p4	f1p5
Localização	centro	centro	centro	centro	centro	Centro	borda	borda	centro	borda	borda	borda	borda
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
Mineral	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.
SiO ₂	63,36	63,42	63,08	63,05	63,88	63,87	63,33	64,54	63,83	63,69	63,69	63,93	64,26
TiO ₂	0	0	0	0	0,04	0	0	0,04	0	0	0	0,08	0
Al ₂ O ₃	18,20	18,32	18,23	18,43	18,19	18,38	18,35	18,54	18,71	18,49	18,32	18,50	18,46
Fe ₂ O ₃	0,07	0,08	0,07	0,12	0	0,05	0,04	0,07	0,08	0	0	0	0
BaO	0,58	0,79	0,8	0,68	0,74	0,46	0,68	0,32	0,34	0,46	0,42	0,19	0,31
CaO	0	0,03	0	0	0	0,08	0,06	0,04	0,48	0	0	0	0
Na ₂ O	1,59	1,33	0,74	1,06	1,29	1,58	0,97	1,19	0,75	0,76	1,38	0,39	0,42
K ₂ O	14,25	14,53	15,37	14,94	14,71	14,76	15,28	14,99	15,73	15,99	14,94	16,49	16,46
SrO	0,12	0,20	0,05	0,15	0,07	0,09	0,09	0,06	0,09	0,07	0,12	0	0
Total	98,21	98,7	98,36	98,42	98,92	99,29	98,79	99,78	100,01	99,46	98,87	99,57	99,9
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios													
Si	11,93	11,91	11,91	11,88	11,95	11,91	11,90	11,94	11,85	11,90	11,92	11,91	11,94
Al	4,03	4,05	4,05	4,09	4,01	4,03	4,06	4,04	4,09	4,06	4,03	4,06	4,03
Fe	0,01	0,01	0,00	0,01	0	0,00	0,00	0,01	0,01	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0,00	0	0	0,00	0	0	0	0,01	0
Mn	0,00	0	0,00	0	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
Ca	0	0,00	0	0	0	0,01	0,01	0,00	0,09	0	0	0	0
Na	0,58	0,48	0,27	0,38	0,46	0,57	0,35	0,42	0,27	0,27	0,50	0,14	0,15
K	3,42	3,48	3,70	3,59	3,51	3,51	3,66	3,53	3,72	3,81	3,56	3,92	3,90
Membros finais (Mol %)													
Ab	14,5	12,2	6,8	9,7	11,8	14	8,8	10,7	6,6	6,7	12,4	3,5	3,7
An	0	0,1	0	0	0	0,4	0,3	0,2	2,3	0	0	0	0
Or	85,5	87,7	93,2	90,3	88,2	85,6	90,9	89,1	91	93,3	87,6	96,5	96,3

Tabela 11 (continuação) - Análises químicas de feldspato alcalino – pedreira Atuba.

Amostra	atu12	atu12	atu12	atu12	atu12	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4	atu16a4
Análise	f1p7	f2p1	f2p2	f2p3	f2p4	f11p1	f11p2	f11p3	f11p4	f11p5
Localização	centro	centro	centro	centro	borda	centro	Centro	borda	centro	borda
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma
Mineral	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc	Felds. Alc
SiO ₂	63,94	64,29	64,99	64,43	64,59	63,23	63,33	63,65	63,09	63,62
TiO ₂	0	0,08	0,09	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	18,47	18,44	18,50	18,50	18,41	18,31	18,39	18,33	18,26	18,42
Fe ₂ O ₃	0	0,09	0,05	0,06	0,05	0,03	0,07	0,04	0,08	0,08
BaO	0,14	0,12	0,13	0,24	0,19	0,62	0,69	0,51	0,65	0,63
CaO	0,02	0,04	0,03	0	0	0	0,07	0,03	0,04	0,02
Na ₂ O	1,21	1,57	1,62	0,82	1,03	0,63	1,74	1,32	1,38	1,53
K ₂ O	15,39	14,78	14,83	15,68	15,49	15,77	14,30	14,61	14,67	14,47
SrO	0	0,06	0,04	0,05	0,10	0,07	0,08	0,08	0,12	0,09
Total	99,18	99,46	100,27	99,78	99,85	98,7	98,69	98,58	98,28	98,85
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	11,92	11,92	11,95	11,94	11,96	11,91	11,88	11,93	11,90	11,91
Al	4,05	4,02	4,00	4,04	4,01	4,06	4,06	4,04	4,05	4,06
Fe	0	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ti	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0	0
Mg	0	0	0,00	0	0	0,00	0	0	0,00	0
Ba	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04
Ca	0,00	0,00	0,01	0	0	0	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,43	0,56	0,57	0,29	0,36	0,22	0,63	0,48	0,50	0,55
K	3,66	3,49	3,47	3,71	3,66	3,79	3,42	3,49	3,52	3,45
Membros finais (Mol %)										
Ab	10,7	13,9	14,2	7,4	9,1	5,7	15,6	12,1	12,5	13,9
An	0,1	0,2	0,2	0	0	0	0,4	0,1	0,2	0,1
Or	89,2	85,9	85,6	92,6	90,9	94,3	84	87,8	87,4	86,1

Zircão

Foram feitos apenas três pontos em dois cristais de zircão, os resultados analíticos podem ser vistos na tabela 12. As mudanças significativas notadas nas duas análises do mesmo cristal, em núcleo e borda, foram os seguintes, aumentos do conteúdo de ZrO_2 e HfO_2 do núcleo para a borda e diminuição do Y_2O_3 . Os valores anômalos de HfO_2 podem sugerir herança ígnea, pois redução de temperatura aumenta o coeficiente de partição e enriquece as bordas.

Tabela 12 - Análises químicas de zircão – pedreira Atuba e Ita.

Amostra	atu18a	atu18a	ita13
Análise	f5p3	f5p6	f15p3r
Localização	centro	borda	
Mineral	zircão	zircão	zircão
SiO_2	32,12	31,98	32,89
TiO_2	0,01	0	0,06
Al_2O_3	0,12	0	0,01
Fe_2O_3	0,02	0,09	0,41
MnO	0,01	0,03	0
MgO	0,03	0,01	0,00
CaO	0,01	0,02	0,03
ZrO_2	63,46	66,05	66,14
P_2O_5	0,02	0	0
La_2O_3	0	0,02	0
HfO_2	0,73	1,43	1,30
Ce_2O_3	0	0	0
Y_2O_3	0,63	0,04	0,05
Total	97,14	99,65	100,88
Fórmula estrutural calculada na base de 20 oxigênios			
Zr	4,85	0,83	4,89
Si	5,04	9,02	4,99
Al	0,02	0	0,00
Ti	0,00	0	0,00
Cr	0	0	0
Fe^{3+}	0,00	0,02	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0	0	0
Mn	0,00	0,00	0
Na	0	0	0
Ca	0,00	0,00	0,00
K	0	0	0
Soma cátions	9,93	9,89	9,95

Titanita

Este mineral acessório tem um comportamento bastante complexo em relação aos outros minerais acessórios. Usualmente aparece como cristais idiomórficos a subidiomórficos, com tamanho de 0,5mm, ora como inclusão em anfibólio, ora como inclusão em biotita, sempre nos mesossomas destas rochas. Num mesmo grão, quando este mineral é inclusão, pode apresentar-se na forma idiomórfica e na forma xenomórfica (amebóide), no segundo caso com bordas de reação.

Pela análise dos elementos maiores neste mineral não foi possível notar uma diferença significativa entre os dois grupos de titanita, necessitando um estudo mais aprofundado com investigação dos ETR (Tabela 13).

Tabela 13 - Análises químicas de titanita – pedreira Atuba.

Amostra	atu02	Atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu02	atu16a5	atu16a5
Análise	f21p3	f21p7	f23p4	f23p7	f24p11	f24p2	f24p7	f24p8	f24p9	f25p4	f25p5	f12p1	f12p2
Localização	centro-e	Borda-e	centro-s	centro-s	centro-a	centro-a	centro-e	centro-e	centro-e	centro-e	centro-e	centro-s	borda-s
Mineral	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita
SiO ₂	30,05	29,95	30,49	30,18	30,31	30,18	30,54	29,75	30,28	30,20	29,97	30,26	30,14
TiO ₂	36,12	37,05	36,92	37,05	35,52	36,96	33,25	36,68	35,32	36,56	36,24	36,39	36,99
Al ₂ O ₃	1,47	1,13	1,31	1,07	1,39	1,20	3,16	1,45	1,23	1,64	1,26	1,20	1,56
Fe ₂ O ₃	1,34	1,35	1,17	1,09	1,19	1,20	1,36	1,13	1,21	1,08	1,15	1,04	1,14
MnO	0,10	0,12	0,09	0,12	0,14	0,10	0,03	0,11	0,10	0,14	0,14	0,12	0,21
MgO	0,01	0	0,02	0	0,01	0,01	0,05	0,00	0	0,01	0	0	0,01
CaO	27,05	26,80	27,79	27,69	27,97	27,45	27,91	26,96	27,38	27,37	27,08	27,42	27,56
BaO	0,04	0,05	0,04	0,03	0,09	0,04	0	0,06	0,02	0,03	0	0,07	0,08
F	0,78	0,50	0,41	0,28	0,43	0,64	0,84	0,38	0,37	0,58	0,42	0,54	0,60
Nb ₂ O ₅	0,08	0,21	0,09	0,13	0,05	0,16	0,00	0,09	0	0,03	0,13	0,07	0,06
ZrO ₂	0,05	0,05	0,04	0,06	0	0,01	0	0,02	0,01	0,04	0	0,01	0,05
La ₂ O ₃	0,21	0,24	0,06	0,07	0	0,08	0	0,14	0,05	0,10	0	0,10	0
Ce ₂ O ₃	0,23	0,52	0,26	0,18	0,14	0,31	0,03	0,58	0	0,08	0,22	0,18	0,29
Total	97,53	97,97	98,69	97,95	97,24	98,34	95,81	97,35	95,97	97,86	96,61	98,12	98,69
Fórmula estrutural calculada na base de 20 oxigênios													
Si	4,06	4,02	4,05	4,04	4,09	4,04	4,12	4,02	4,12	4,05	4,06	4,07	4,01
Al	0,23	0,17	0,20	0,16	0,22	0,18	0,50	0,23	0,19	0,25	0,20	0,19	0,24
Ti	3,67	3,74	3,69	3,73	3,60	3,72	3,37	3,72	3,62	3,68	3,69	3,69	3,70
Fe ₃	0,13	0,13	0,11	0,11	0,12	0,12	0,13	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,11
Mg	0,00	0	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0	0	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	3,91	3,86	3,96	3,97	4,04	3,93	4,03	3,90	3,99	3,93	3,93	3,96	3,93
Soma cátions	12,03	11,96	12,04	12,04	12,10	12,02	12,18	12,00	12,08	12,05	12,04	12,05	12,05

Tabela 13 (continuação) - Análises químicas de titanita – pedreira Atuba.

Amostra	Atu16a5	atu16a5
Análise	F12p7	f12p6
Localização	borda-s	centro-a
Mineral	titanita	titanita
SiO ₂	30,07	30,04
TiO ₂	35,23	36,58
Al ₂ O ₃	1,42	1,31
Fe ₂ O ₃	1,17	1,20
MnO	0,15	0,19
MgO	0	0,01
CaO	27,21	27,97
BaO	0,04	0,06
F	0,33	0,57
Nb ₂ O ₅	0,20	0,04
ZrO ₂	0,06	0,04
La ₂ O ₃	0,14	0,03
Ce ₂ O ₃	0,23	0,02
Total	96,25	98,06
Fórmula estrutural calculada na base de 20 oxigênios		
Si	4,09	4,03
Al	0,22	0,20
Ti	3,61	3,69
Fe3	0,12	0,12
Mg	0	0,00
Mn	0,01	0,02
Ca	3,97	4,02
Soma cátions	12,05	12,09

6.1.2 Leucossoma tipo 2

Feldspato alcalino

Nos leucossomas o feldspato alcalino é o mineral formador mais importante. O teor de ortoclásio é de Or₈₇₋₉₄, enquanto nos analisados nos mesossomas o intervalo entre os teores é o mesmo, Or₈₄₋₉₆. Quando observado o BaO, este apresenta variação 0,15 a 0,21% nos leucossomas e 0,12 a 0,79% nos mesossomas (Tabela 14).

Plagioclásio

Além do feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo são os minerais formadores do leucossoma. O teor de An é de An₂₋₁₁, enquanto no plagioclásio dos mesossomas é de An₂₂₋₂₇ (Tabela 15). Composicionalmente são do tipo albita (Figura 9), enquanto o plagioclásio dos mesossomas é do tipo oligoclásio. O plagioclásio do leucossoma é mais sódico que o do mesossoma.

Figura 9 – Diagrama de classificação de plagioclásio e feldspato alcalino em leucossoma tipo 2 da pedreira Atuba.

Tabela 14 - Análises químicas de feldspato alcalino para leucossoma tipo 2 – pedreira Atuba.

Amostra	atu19	atu19	atu19
Análise	f5p1	f5p2	f5p3
Localização	Borda	Centro	centro
Porção	leucossoma	Leucossoma	leucossoma
Mineral	Felds. Alc.	Felds. Alc.	Felds. Alc.
SiO₂	64,79	64,13	64,75
TiO₂	0	0,02	0,05
Al₂O₃	18,32	18,24	18,47
Fe₂O₃	0	0,05	0,05
MnO	0	0,031	0
BaO	0,18	0,15	0,21
CaO	0	0,05	0,04
Na₂O	0,62	0,97	1,43
K₂O	16,06	15,76	15,18
SrO	0,02	0,04	0
Total	99,99	99,43	100,18
Si	11,99	11,94	11,94
Al	3,99	4,00	4,01
Fe	0	0,00	0,00
Ti	0	0,00	0,00
Mn	0	0,00	0
Ba	0,01	0,01	0,01
Ca	0	0,00	0,00
Na	0,22	0,34	0,51
K	3,79	3,74	3,57
Membros finais (Mol %)			
Ab	5,5	8,5	12,5
An	0	0,2	0,2
Or	94,5	91,3	87,3

Tabela 15 - Análises químicas de plagioclásio para leucossoma tipo 2 – pedra Atuba.

Amostra	atu19	Atu19	atu19	atu19	atu19	atu19	atu19	atu19
Análise	F6p1	f6p2	f6p3	f6p4	f6p5	f6p6	f6p7	f6p8
Localização	borda1	centro	borda2	borda3	borda4	centro	borda1	borda2
Mineral	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio
Porção	leucossoma	leucossoma	leucossoma	leucossoma	leucossoma	leucossoma	leucossoma	leucossoma
SiO ₂	67,53	68,31	67,15	68,12	65,17	68,31	68,35	68,45
Al ₂ O ₃	20,92	20,42	20,17	20,32	21,13	19,80	20,11	20,00
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0,04	0,10	0,13	0,15	0,01
CaO	0,67	0,62	1,20	0,88	2,46	0,36	0,33	0,43
Na ₂ O	11,28	11,32	10,99	11,30	10,73	11,68	11,57	11,65
K ₂ O	0,08	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,18	0,05
SrO	0,04	0,05	0,07	0	0,09	0,03	0,11	0,06
Total	100,5	100,74	99,61	100,84	99,76	100,41	100	100,66
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios								
Si	11,75	11,85	11,80	11,83	11,52	11,90	11,87	11,89
Al	4,28	4,17	4,17	4,15	4,39	4,06	4,11	4,09
Fe ₃	0	0	0	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
Z	16,04	16,02	15,98	15,99	15,93	15,98	16,00	15,99
Ca	0,12	0,11	0,22	0,16	0,46	0,06	0,06	0,08
Na	3,80	3,80	3,74	3,80	3,67	3,94	3,89	3,92
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
X	3,94	3,92	3,98	3,98	4,15	4,02	3,99	4,01
Membros finais (Mol %)								
Ab	96,4	96,9	94,1	95,7	88,6	98,1	97,5	97,7
An	3,1	2,9	5,7	4,1	11,2	1,6	1,5	2
Or	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	1	0,3

6.2 Litotipos da Pedreira Ita

Foram obtidas poucas análises químicas minerais para os litotipos desta pedreira. Os resultados de leucossoma, mesossoma e concentrados máficos são apresentados em conjunto, devido à pequena quantidade de análises. Para distinção das amostras ver a legenda.

Anfibólio

A nomenclatura dos anfibólios foi estabelecida com base nas normas sugeridas pelo IMA (Internacional Mineralogical Association) apresentadas por Leake *et al.* (1997). Ver no item 6.1.1 a base dos cálculos para os fatores de correção.

Seguindo esta classificação, os anfibólios dos leucossomas, mesossomas e concentrados máficos são classificados como cálcicos, do tipo tschermakita (Figura 10) (Tabela 16). Talvez este seja um fator que corrobora com as anotações de campo, que indicam que o anfibólio presente no leucossoma é resultado da desagregação do concentrado máfico.

Partindo desta suposição, os dados químicos relativos a este mineral foram analisados conjuntamente, e a variação composicional observada no conjunto de dados obtidos é controlada principalmente pelas trocas edenítica (Figura 11A), plagioclásio (Figura 11B), Ti- tschermakítica (Figura 11C) e tschermakítica (Figura 11D) que são respectivamente sensíveis à temperatura para as duas primeiras e pressão para as últimas.

Figura 10 - Composição de anfibólios cálcicos presentes no mesossoma, leucossoma e concentração máfica da Pedreira Ita representada no diagrama de classificação de Leake *et al.* (1997): $(Na+K)_A > 0,5$.

A

B

C

D

Figura 11 – Diagramas de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de mesossoma, leucossoma e concentrados máficos da pedreira Ita: A) troca edenítica; B) troca plagioclásio; C) troca Ti-tschermakítica e D) troca tschermakítica.

Tabela 16 - Análises químicas de anfibólio – pedreira Ita.

Amostra	ita13	ita13	ita13	ita13	ita13	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15
Análise	f15p1	f15p2	f15p3	f16p3	f17p4	f7p1	f7p10	f7p2	f7p4	f7p7	f7p9	f8p4	f8p5
Localização	leucossoma	leucossoma	leucossoma	mesossoma	mesossoma	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico
Mineral	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio	anfibólio
SiO ₂	41,14	41,05	42,36	40,15	40,92	41,21	40,81	41,15	40,63	40,48	40,58	41,04	41,23
TiO ₂	1,46	1,26	1,02	1,37	1,61	1,57	1,58	1,35	1,60	1,61	1,39	1,33	1,57
Al ₂ O ₃	12,16	12,18	10,70	13,01	11,98	12,24	12,39	12,17	12,44	12,24	12,47	12,48	12,17
FeO	18,70	19,24	18,88	19,50	18,90	18,86	18,97	19,16	18,89	18,93	19,42	18,98	18,83
MnO	0,424	0,38	0,39	0,43	0,32	0,32	0,34	0,36	0,35	0,42	0,38	0,43	0,40
MgO	9,39	8,90	9,81	8,47	8,85	9,15	8,93	9,04	8,96	9,02	8,90	8,93	9,13
CaO	11,40	11,25	11,39	11,31	11,34	11,20	11,27	11,38	11,35	11,42	11,29	11,11	11,24
Na ₂ O	0,89	0,86	0,78	0,86	0,85	0,96	0,93	0,96	0,90	0,99	0,96	0,96	0,92
K ₂ O	1,44	1,45	1,16	1,69	1,43	1,48	1,55	1,45	1,49	1,44	1,56	1,56	1,44
F	0	0,06	0,14	0	0	0,08	0,20	0,10	0	0,07	0,12	0,11	0,15
Cl	0,24	0,23	0,21	0,24	0,23	0,15	0,17	0,16	0,18	0,14	0,16	0,15	0,15
Total	97,25	96,86	96,84	97,01	96,43	97,22	97,13	97,28	96,77	96,75	97,24	97,09	97,23
O_F_Cl	0,05	0,08	0,11	0,05	0,05	0,07	0,12	0,08	0,04	0,06	0,09	0,08	0,09
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios													
TSi	6,21	6,24	6,40	6,11	6,25	6,23	6,20	6,23	6,18	6,16	6,16	6,22	6,24
TAI ^{IV}	1,78	1,75	1,59	1,88	1,74	1,76	1,79	1,76	1,82	1,83	1,84	1,77	1,76
CAI ^{VI}	0,37	0,42	0,30	0,45	0,40	0,41	0,41	0,40	0,40	0,36	0,38	0,45	0,40
CFe ₃	0,70	0,69	0,76	0,70	0,59	0,61	0,62	0,65	0,65	0,67	0,72	0,63	0,63
Ctl	0,16	0,14	0,11	0,15	0,18	0,17	0,18	0,15	0,18	0,18	0,15	0,15	0,17
CMg	2,11	2,01	2,21	1,92	2,01	2,06	2,02	2,04	2,03	2,04	2,01	2,01	2
CFe ₂	1,60	1,69	1,57	1,73	1,77	1,70	1,73	2	1,70	1,70	1,69	2	1,69
CMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
BFe ₂	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,05
BMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
BCa	1,84	1,83	1,84	1,84	1,85	1,81	1,83	1,84	1,85	1,86	1,83	1,80	1,82
BNa	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,10	0,09
ANa	0,17	0,16	0,14	0,17	0,17	0,18	0,18	0,2	0,18	0,21	0,19	0,18	0,17
AK	0,27	0,28	0,22	0,32	0,27	0,28	0,3	0,28	0,28	0,28	0,30	0,30	0,27
Soma cátions	15,45	15,44	15,37	15,5	15,45	15,46	15,48	15,48	15,47	15,49	15,49	15,48	15,45
Mg#	0,57	0,54	0,58	0,53	0,53	0,55	0,54	0,51	0,54	0,55	0,54	0,50	0,54
fe#	0,43	0,46	0,42	0,47	0,47	0,45	0,46	0,49	0,46	0,45	0,46	0,50	0,46

Tabela 16 (continuação) – Análises químicas de anfibólio – pedreira Ita

Amostra	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15
Análise	f9p1	f9p3	f9p4	f9p6	f9p7
Localização	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico	concentrado máfico
Mineral	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio	anfíbólio
SiO ₂	40,63	41,07	40,91	40,55	40,56
TiO ₂	1,31	1,51	1,17	1,30	1,55
Al ₂ O ₃	12,18	12,04	11,76	12,33	12,37
FeO	18,41	18,26	18,95	19,41	18,98
MnO	0,30	0,35	0,34	0,35	0,37
MgO	8,82	9,22	9,18	8,79	8,81
CaO	11,26	11,38	11,43	11,34	11,30
Na ₂ O	0,88	0,91	0,84	0,95	0,94
K ₂ O	1,47	1,43	1,34	1,49	1,54
F	0,18	0,07	0	0,06	0,08
Cl	0,16	0,16	0,18	0,16	0,14
Total	95,60	96,42	96,10	96,73	96,63
O_F_Cl	0,11	0,07	0,04	0,06	0,06
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios					
TSi	6,26	6,26	6,25	6,18	6,19
TAI ^{IV}	1,73	1,73	1,74	1,81	1,80
CAI ^{VI}	0,47	0,42	0,36	0,39	0,41
CFe ₃	0,55	0,57	0,74	0,70	0,62
CTi	0,15	0,17	0,13	0,14	0,17
CMg	2,02	2,09	2,09	2	2,00
CFe ₂	1,77	1,71	1,64	1,72	1,75
CMn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
BFe ₂	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
BMn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
BCa	1,86	1,85	1,87	1,85	1,84
BNa	0,07	0,07	0,06	0,07	0,08
ANa	0,18	0,19	0,18	0,20	0,19
AK	0,28	0,27	0,26	0,29	0,3
Soma cátions	15,47	15,47	15,44	15,49	15,49
mg#	0,53	0,55	0,56	0,54	0,53
fe#	0,47	0,45	0,44	0,46	0,47

Plagioclásio

As amostras do mesossoma, leucossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita apresentam teores médios de $An_{27.7-28.8}$ para mesossoma, $An_{28.4-30.7}$ para concentrado máfico e $An_{8.8}$ para leucossoma (Tabela 17). A composição do plagioclásio no mesossoma e no concentrado máfico é oligoclásio-andesina (Figura 12), enquanto no leucossoma é albita.

Figura 12 – Diagrama de classificação de plagioclásio em mesossoma, leucossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita.

Feldspato alcalino

A presença deste mineral está restrita às porções descritas como leucossoma de composição granítica, juntamente com quartzo e plagioclásio. Os feldspatos foram analisados e forneceram composições $Or_{87.2-92.1}$, com valor médio de $Or_{89.9}$ (Tabela 18).

Biotita

A composição química da biotita é biotita-annita (Figura 13). Variações composicionais no teor de Al^{total} são quase ausentes, entre 2,42 e 2,45 p.f.u. Os valores de fe# também não variam, são de 0,51 (Tabela 19).

Foram analisados teores de biotita do mesossoma e do concentrado máfico, os quais não apresentam diferenças entre si.

Figura 13 – Diagrama de variações catiônicas para biotita de mesossoma e concentrado máfico da Pedreira Ita.

Tabela 17 – Análises químicas de plagioclásio – pedreira Ita.

Amostra	ita13	ita13	ita13	ita13	ita13	ita15a	ita15a	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15
Análise	f16p1	f16p2	f16p3	f16p4	f17	f7p5	f7p6	f8p1	f8p2	f8p3	f8p4	f8p5	f8p6	f8p7
Localização	centro	centro	centro	borda	borda			centro	borda	centro	centro	centro	centro	borda
Porção	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	mesossoma	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico
Mineral	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio	plagioclásio
SiO ₂	61,28	61,03	61,48	60,77	60,88	60,51	60,57	60,45	60,91	60,54	60,46	60,3	60,22	60,05
Al ₂ O ₃	24,21	24,09	24,15	24,35	24,13	24,37	24,30	24,72	24,26	24,53	24,44	24,96	25,04	25,00
Fe ₂ O ₃	0,17	0,15	0,19	0,20	0,19	0,16	0,09	0,18	0,12	0,1	0,15	0,07	0,15	0,18
BaO	0,06	0,01	0,10	0,03	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,92	5,97	5,82	6,09	6,01	6,37	6,29	6,42	6,06	6,22	6,24	6,39	6,58	6,05
Na ₂ O	7,93	8,04	7,99	8,06	8,23	7,99	8,08	7,91	8,21	7,97	7,9	8,06	7,91	7,92
K ₂ O	0,61	0,57	0,58	0,37	0,28	0,27	0,34	0,51	0,31	0,33	0,37	0,22	0,34	0,31
SrO	0,03	0,06	0,08	0,12	0,06	0,11	0,02	0	0	0	0	0	0	0
total	100,21	99,92	100,39	99,27	99,25	99,23	99,24	100,19	99,87	99,67	99,56	100,00	100,24	99,51
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios														
Si	10,89	10,88	10,91	10,82	10,86	10,81	10,82	10,76	10,85	10,80	10,80	10,73	10,71	10,71
Al	5,06	5,05	5,04	5,10	5,07	5,12	5,11	5,18	5,09	5,15	5,14	5,23	5,24	5,25
Fe ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Z	15,96	15,94	15,96	15,94	15,94	15,94	15,94	15,95	15,96	15,98	15,97	15,98	15,98	15,99
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,12	1,14	1,10	1,16	1,14	1,21	1,20	1,22	1,15	1,18	1,19	1,21	1,25	1,24
Na	2,73	2,78	2,75	2,78	2,84	2,76	2,79	2,72	2,83	2,75	2,74	2,78	2,72	2,73
K	0,13	0,12	0,13	0,08	0,06	0,06	0,07	0,16	0,07	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07
X	4,00	4,05	3,99	4,03	4,06	4,04	4,08	4,12	4,06	4,02	4,02	4,05	4,06	4,05
Membros finais (Mol %)														
Ab	68,3	68,6	69	69,1	70,2	68,4	68,6	67,1	69,8	68,6	68,2	68,7	68,6	67,6
An	28,2	28,2	27,7	28,8	28,3	30,1	29,5	30,1	28,4	29,6	29,7	30,1	29,5	30,7
Or	3,5	3,2	3,3	2,1	1,6	1,5	1,9	2,9	1,7	1,9	2,1	1,3	1,9	1,7

Tabela 17 (continuação) – Análises químicas de plagioclásio – pedreira Ita.

Amostra	Ita23
Análise	f4p6
Localização	centro
Porção	mesossoma
Mineral	plagioclásio
SiO₂	63,07
Al₂O₃	20,59
Fe₂O₃	0,06
BaO	0
CaO	1,88
Na₂O	10,67
K₂O	0,19
SrO	0,13
Total	96,59
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios	
Si	11,51
Al	4,42
Fe₃	0,00
Z	15,95
Ba	0
Ca	0,36
Na	3,77
K	0,04
X	4,18
Membros finais (Mol %)	
Ab	90,2
An	8,8
Or	1

Tabela 18 – Análises químicas de feldspato alcalino – pedreira Ita.

Amostra	ita23	ita23	ita23	ita23	ita23
Análise	f4p1	f4p2	f4p3	f4p4	f4p5
Localização	L. granítico	L. granítico	L. granítico	L. granítico	L. granítico
Mineral	k-feldspato	k-feldspato	k-feldspato	k-feldspato	k-feldspato
SiO ₂	64,54	63,00	63,54	62,93	65,43
Al ₂ O ₃	18,35	18,00	18,22	18,25	18,52
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0,08
BaO	0,52	0,5	0,55	0,56	0,61
CaO	0,03	0	0,04	0	0
Na ₂ O	1,16	1,19	1,42	0,89	1,0
K ₂ O	15,6	15,58	14,99	15,73	15,49
Total	100,2	98,27	98,77	98,36	101,13
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios					
Si	11,94	11,92	11,92	11,89	11,97
Al	4,00	4,01	4,02	4,06	3,99
Fe ₃	0	0	0	0	0,01
Ba	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Ca	0,00	0	0,00	0	0
Na	0,41	0,43	0,51	0,32	0,35
K	3,68	3,76	3,59	3,79	3,61
Membros finais (Mol %)					
Ab	10,1	10,4	12,6	7,9	8,9
An	0,1	0	0,2	0	0
Or	89,7	89,6	87,2	92,1	91,1

Tabela 19 – Análises químicas de biotita – pedreira Ita.

Amostra	ita13	ita13	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15	ita15
Análises	f16p2	f17p1	f7p3	f7p8	f8p6	f8p8	f9p2	f9p5
Localização	mesossoma	mesossoma	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico	conc. máfico
Mineral	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita
SiO ₂	36,31	35,91	36,26	35,47	36,04	36,00	35,92	35,81
TiO ₂	3,38	3,79	3,51	3,75	3,26	3,62	3,78	3,71
Al ₂ O ₃	14,15	14,08	14,09	13,64	13,85	14,02	13,93	13,96
FeO	20,13	20,66	20,50	20,72	20,52	20,67	19,99	20,47
MnO	0,22	0,23	0,20	0,23	0,26	0,23	0,23	0,20
MgO	10,91	10,91	11,14	10,85	11,10	11,07	10,89	11,03
CaO	0	0,03	0,01	0	0,06	0,03	0,15	0,03
Na ₂ O	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10
K ₂ O	9,36	9,07	9,49	9,51	9,14	8,93	9,27	9,02
F	0,29	0,30	0,17	0,09	0,09	0,27	0,04	0,30
Cl	0,22	0,23	0,18	0,15	0,14	0,13	0,15	0,16
total	94,23	94,41	94,99	93,94	93,91	93,31	93,79	94,01
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios								
Si	5,36	5,30	5,33	5,30	5,35	5,32	5,33	5,31
Al ^{IV}	2,46	2,45	2,44	2,40	2,42	2,44	2,43	2,44
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,37	0,42	0,38	0,42	0,36	0,40	0,42	0,41
Fe ²⁺	2,48	2,55	2,52	2,58	2,54	2,55	2,48	2,54
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	2,40	2,40	2,44	2,41	2,45	2,44	2,41	2,44
Ca	0	0,00	0,00	0	0,01	0,00	0,02	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	1,76	1,71	1,78	1,81	1,73	1,68	1,75	1,70
Cátions	14,49	14,43	14,52	14,52	14,52	14,44	14,41	14,44
Fe#	0.51	0.52	0.51	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51
Mg#	0.49	0.48	0.49	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49

7. GEOTERMOBAROMETRIA

7.1 Geotermobarometria de hornblenda-plagioclásio

O uso de geotermômetros e geobarômetros baseia-se em estabelecer, respectivamente, temperatura e pressão durante a qual duas fases minerais atingiram o equilíbrio através da composição mineral.

Os mais utilizados são baseados em formulações empíricas bem como em calibrações experimentais. Em muitos casos, os métodos baseiam-se em modelos de atividades imperfeitos, e a extrapolação dos dados para composições muito distintas pode resultar em erros elevados.

Os fatores que controlam as substituições composicionais de anfibólios, envolvendo o Al (^{IV}Al e ^{VI}Al), têm sido interpretados ora como indicadores de pressão (Hammarstrom & Zen 1986; Schmidt 1992), ora de temperatura (Blundy & Holland 1990).

7.1.1 Geotermômetro hornblenda-plagioclásio

Blundy e Holland (1990) através de dados experimentais e naturais formularam um geotermômetro semi-empírico baseado no conteúdo de Al^{IV} de anfibólios coexistindo com plagioclásio em rochas saturadas em sílica. Eles analisaram os dados usando três diferentes modelos de atividades em anfibólios para calibrar as seguintes reações:

1. Edenita + 4 Quartzo = Tremolita + Albita
2. Pargasita + 4 Quartzo = Hornblenda + Albita.

A relação de equilíbrio das reações 1 e 2 levam a proposição do geotermômetro:

$$T = (0,667 P - 48,98 + Y)/(-0.0429 - 0.008314 \ln K)$$

Onde: $K = X_{AB} (Si-40/(8-Si))$; $X_{AB} > 0,5$ com $Y = 0$ e $X_{AB} < 0,5$ com

$Y = -8.06 + 25.5 (1 - X_{AB})^2$; T é dada em Kelvin e P em kbar.

Este geotermômetro só pode ser aplicado a anfibólio com $Si < 7,8$ p.f.u. que coexistam com plagioclásio com An menores que 0,92. Este termômetro apresenta incerteza de $\pm 75^\circ C$ para rochas equilibradas a temperaturas entre 500-1100°C.

Kohn & Spear (1990) utilizaram o termômetro de 1990 em granada-anfibolitos com altos teores de Al^{IV} , que geraram temperaturas elevadas e pressões mais baixas que aquelas esperadas para aquele sistema. Esta poderia ser a explicação para a inconsistência dos resultados obtidos através do mesmo termômetro, uma vez que os valores de Al^{IV} para os anfibólios deste sistema são altos (1,73 – 2,07 p.f.u.) e estes valores de Al^{IV} para anfibólios os utilizados na calibração do termômetro são em média de 1.03 p.f.u.

Poli & Schmidt (1992) encontraram discordâncias no geotermômetro de Blundy & Holland (1990) e fizeram várias críticas sobre: (1) importância das substituições de Ca por Na no sítio M(4); (2) importância das substituições tschermakíticas; (3) modelos de atividades da edenita; (4) volume de modelo das reações; (5) limitações dos dados deste termômetro; e por fim (6) a calibração edenita e o barômetro Al em hornblenda.

Posteriormente Blundy & Holland (1992) modificaram algumas observações e propuseram apresentar um geotermômetro com: número maior de anfibólios com grande conteúdo de Na^{M4} e com alto conteúdo de Al^{IV} de granada- anfibolitos. Embora eles assumam que, este geotermômetro definido por Blundy & Holland (1990) é satisfatório rochas com conteúdos minerais similares às das composições apresentadas em seu banco de dados.

Holland & Blundy (1994) revisaram a calibração para a reação edenita-tremolita e introduziram um segundo geotermômetro, com erro estimado para os dois geotermômetros da ordem de $\pm 40^\circ C$, para assembléias entre 400 – 1000°C e 1-15Kbar.

edenita + albita = richterita + anortita;

a) TA – Termômetro edenita-tremolita (para paragêneses saturadas ou não em sílica)

$$TA = \frac{-76,95 + 0,79P + Y_{ab} + 39,4X_{Na}^A + 2,4 X_K^A + (41,5 - 2,89P).X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R.\ln(27.X_{Si}^A.X_{ab}^{Tl}/256.X_{Na}^A.X_{Al}^{Tl})}$$

b) TB – Termômetro edenita-richterita (para paragênese sem ou com pouco quartzo)

$$TB = \frac{78,44 + Y_{ab-na} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,92P).X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^A}{0,0721 - R \cdot \ln(27.X_{Na}^{M4}.X_{Si}^{T1}.X_{ab}^{plag}/64.X_{Ca}^{M4}.X_{Al}^{T1}.X_{ab}^{plag})}$$

onde Y_{ab-na} é dado por: $X_{ab} > 0,5$ e $Y_{ab-na} = 3,0$ kJ; ou caso $X_{ab} < 0,5$ $Y_{ab-na} = 12, -(2X_{ab}-1) + 3,0$ kJ.

Segundo os autores, para rochas saturadas em sílica ambos os termômetros podem ser utilizados.

Para utilização da formulação dos geotermômetros de hornblenda-plagioclásio de Holland & Blundy (1994) o recálculo do anfibólio deve ser seguindo o método sugerido pelos autores (Schumaker).

7.1.2 Geobarômetro de Al em hornblenda

As formulações empíricas (Hammarstrom & Zen 1986; Hollister et al. 1987), bem como as calibrações experimentais (Johnson & Rutherford 1989; Schimdt 1992), para o barômetro do Al_T no anfibólio, fundamentam-se nas trocas *Tschermak*. Todas foram definidas para paragênese mineral próximo ao *solidus* de líquidos graníticos cálcio-alcalinos e para intervalo restrito na composição do PL coexistente. Os questionamentos efetuados, por Blundy & Holland (1990) e Anderson & Smith (1995), referem-se às simplificações efetuadas, uma vez que não leva em conta o efeito de outros fatores, como T e fO_2 , na distribuição do Al nos anfibólios.

Hammarstrom & Zen (1986) propuseram uma correlação empírica entre pressões estimadas de cristalização de plútons cálcio-alcalinos e o conteúdo total de Al de hornblenda. Segundo os autores, ocorre um incremento do Al contido na hornblenda com o aumento de pressão de cristalização. A correlação é descrita por uma relação linear, através da função:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03 Al_{total}$$

A paragénese ideal para aplicação da função acima é: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio An₂₅₋₃₅, biotita, hornblenda, titanita e óxidos de ferro e titânio, mais fundido e vapor.

Hollister *et al.* (1987) analisaram e testaram o geobarômetro de Hammarstron & Zen (1985), o que resultou na adição de composições de hornblendas cristalizadas sob pressões intermediárias (4-6 kbar) àquelas testadas pelos autores para que fosse válida a relação e para a redução do erro de $P \pm 3\text{kbar}$ para $P \pm 1\text{kbar}$. A equação de calibração proposta é expressa por:

$$P (\pm 1\text{kbar}) = -4,76 + 5,64 Al_{\text{total}}$$

Johnson & Rutherford (1989) calibraram um geobarômetro em rochas vulcânicas, com a paragénese equilibrada a pressões de 2-8kbar e a T de 740-780°C. A nova calibração é expressa por:

$$P (\pm 0,5\text{kbar}) = -3,46 + 4,23 Al_{\text{total}}$$

Schmidt (1992) obteve por calibração experimental um geotermômetro sobre condições de saturação em água, a pressões de 2,5-13kbar e temperaturas de 655-700°C.

$$P (\pm 0,6\text{kbar}) = -3,01 + 4,76 Al_{\text{total}}$$

Os experimentos deste autor foram realizados tonalitos compostos por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, titanita e óxidos de Fe e Ti. Anfibólio com Si de 5,9-7,5 pfu e Ca 1,0-1,9 pfu.

A calibração de Anderson & Smith (1995) é baseada nos barômetros de Schimdt (1992) e de Johnson & Rutherford (1989). Eles revisaram estas calibrações da expressão do barômetro incorporando o efeito da temperatura, introduzindo a correção da temperatura com base no termômetro anfibólio-plagioclásio de Blundy & Holland (1990). A expressão de calibração é:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76Al - 3,01 - [(T(^{\circ}\text{C}) - 675)/85] \times [0,530Al + 0,005294 (T(^{\circ}\text{C}) - 675)]$$

Este barômetro foi calibrado para paragéneses de alta fO_2 , recomenda-se o uso para hornblenda com $Fe/(Fe+Mg) < 0,65$.

Ague (1997) propôs um método de estimativa de pressão de cristalização baseado em dados termodinâmicos, que não requer uma suposição prévia sobre a temperatura ou composição química da rocha. A P de equilíbrio foi calculada através da termodinâmica para a reação:

Tremolita + flogopita + 2 anortita + 2 albita = 2 pargasita + 6 quartzo + K-feldspato.

7.1.3 Resultados obtidos neste trabalho

As primeiras estimativas sobre as temperaturas (hornblenda-plagioclásio) foram obtidas pelo geotermômetro de Blundy & Holland (1990). A escolha do termômetro foi baseado no trabalho de Cosca *et al.* (1991) sobre anfibólitos cálcicos, qual mostrou melhores resultados para estimativas de Fe^{3+} pelo método 13CNK, em comparação aos métodos que envolviam médias obtidas através de parâmetros que definem limites mínimos para Fe^{3+} (Schumacker).

Os resultados obtidos através desta expressão para temperatura e pressão pelo método de Anderson & Smith (1995) foram totalmente inconsistentes, apresentando temperaturas superiores às esperadas e pressões baixas, com grande variação em kbar, se comparados aos valores obtidos através do método de Holland & Blundy (1994) com pressões calculadas pelo método de Anderson & Smith (1995), Schmidt (1992) e Hammarstrom & Zen (1986).

A partir destes resultados, o termômetro de Holland & Blundy (1994) foi adotado, implicando no recálculo de Fe^{3+} pelo método de Schumacker.

7.1.3.1 Pedreira Atuba

Foram calculadas para todas as análises de hornblenda e plagioclásio em conjunto (no mesossoma), as temperaturas a partir da expressão de Holland & Blundy (1994). Os valores obtidos para o conjunto de 11 amostras, de T (Hbl-Pl) variam entre 690-783 °C, com média em torno de 720°C. Esta variação de temperatura (783-690°C) em torno dos dados pode refletir que as temperaturas registradas no par (Hbl-Pl) poderiam ser do pico metamórfico e respectiva queda da temperatura.

As pressões obtidas variam entre 6,14 e 7,60 kbar, com média em torno de 7kbar, correspondentes a profundidades de 20-25km (Tabela 20).

7.1.3.2 Pedreira Ita

Foram analisados 5 pares hornblenda – plagioclásio, e os resultados obtidos são consistentes com aqueles obtidos na Pedreira Atuba. Temperaturas (Hbl-Pl) em torno de 710-752°C. As pressões foram estimadas em 6 – 7,4 kbar, com média em torno de 6,8 kbar, que equivalem a profundidades de 20-25km (Tabela 20).

7.2 Geotermometria de saturação em zircão e apatita

Os geotermômetros de saturação baseiam-se num comportamento de saturação de zircão e apatita em magmas crustais anatóticos como uma função da temperatura e composição do magma. Watson & Harrison (1983) demonstraram que a solubilidade do zircão cresce com o aumento da razão $(Na+K+2Ca)/Si*Al$, por isso as curvas de temperatura são traçadas em função da razão M com o conteúdo de Zr no magma.

A equação de calibração para o geotermômetro de saturação em zircônio proposta por Watson & Harrison (1983) é expressa por:

$$\ln D_{Zr} = \{-3,80 - [0,85 (M-1)]\} + 12900/T(K)$$

Onde D_{Zr} é o coeficiente de partição do zircônio entre o zircão e o magma e $M = (Na+K+2Ca)/(Si*Al)$. Os limites para a utilização deste termômetro são de temperaturas entre 750-1000°C e M entre 0,9 e 1,7, unicamente para sistemas magmáticos.

Harrison & Watson (1984) descrevem a solubilidade da apatita através da expressão:

$$\ln D_{ap} = [(8400 + ((SiO_2 - 0,5) 2,64 \times 10^4))/T] - [3,1 + (12,4 (SiO_2 - 0,5))]$$

Onde D_{ap} é o coeficiente de partição do fósforo entre a apatita e o magma.

Os limites para utilização deste termômetro são SiO_2 entre 45-75%, temperaturas de 850- 1500°C e P_2O_5 entre 0,01-0,12%.

7.2.1 Resultados obtidos neste trabalho

Foram calculadas as temperaturas de saturação em Zr e P para todas as amostras representantes dos leucossomas das Pedreiras Atuba e Ita (Tabela 20), utilizando uma planilha em Excel (Janasi, inédito).

7.2.1.1 Pedreira Atuba

Foram feitas três análises para temperaturas de saturação em zircão e três para apatita, o que revelou a necessidade de um complemento nestas análises para obtenção de dados mais precisos. As T_{Zr} obtidas para os leucossomas desta pedreira situam-se em torno de 663°C. Uma análise determinou a temperatura de Zr em torno de 555°C interpretada como resultado da insaturação em Zr.

Embora seja assumido que o zircônio, contido no leucossoma, é proveniente da fusão da biotita, existe a necessidade de um aprofundamento nesta questão, uma vez que ela é de vital importância para a interpretação das temperaturas e heranças registradas neste sistema.

Para saturação em P, os dados situam-se em torno de 715°C, e apenas uma análise com temperatura em 815°C, qual poderia ser resultado de heranças de apatita dos mesossomas, embora a petrografia por catodo-luminescência tenha demonstrado que apatita nesta porção (mesossoma) está inclusa no anfíbólio, permanecendo isolada fisicamente durante a fusão.

7.2.1.2 Pedreira Ita

Foram feitas duas análises, que revelaram tratar-se de valores relativo a insaturação de zircão e apatita na amostras, com resultados totalmente inconsistentes.

Tabela 20 - Dados obtidos para T_{Zir} , T_{Ap} , $T_{Hbl-Plag}$, $P_{solidus}$ nas pedreiras Atuba e Ita.

Pedreira	Tipos	Amostra	T_{Zir}	T_{Ap}	$T_{Hbl-Plg}$	$P_{solidus}$
Atuba	Mesossoma	Atu2f21p2			710	6,81
Atuba	Mesossoma	Atu2f24p3			730	6,34
Atuba	Mesossoma	Atu2f24p5			703	6,88
Atuba	Mesossoma	Atu16f10p3			680	7,11
Atuba	Mesossoma	Atu18f3p1			690	7,60
Atuba	Mesossoma	Atu18f3p8			783	6,14
Atuba	Mesossoma	Atu18f4p1			731	7,46
Atuba	Mesossoma	Atu18f5p1			744	6,42
Atuba	Mesossoma	Atu2f22p4			710	6,37
Atuba	Mesossoma	Atu16f10p4			709	7,32
Atuba	Mesossoma	Atu16f10p6			708	6,89
Atuba	Leucossoma	Atu16l	555	716		
Atuba	Leucossoma	Atu18l	663	815		
Atuba	Leucossoma	Atu19	714	618		
Ita	Mesossoma	Ita13f16p3			714	7,40
Ita	Conc. máfico	Ita15f8p5			718	6,62
Ita	Conc. máfico	Ita15f7p4			724	6,77
Ita	Conc. máfico	Ita15f7p7			752	6,04
Ita	Conc. máfico	Ita15f8p4			710	7,04
Ita	Leucossoma	Ita10A	586	760		
Ita	Leucossoma	Ita13l	708	957		

8. GEOQUÍMICA

A análise litogeoquímica das rochas das Pedreiras Atuba e Ita objetivou identificar o protolito das bandas máficas (mesossoma) e félsicas (leucossomas), com base nas características de elementos maiores, no padrão de elementos terras raras e em diagramas expandidos de elementos traço (*spidergrams*).

8.1. Pedreira Atuba

Para a caracterização geoquímica dos litotipos gnaisses-migmatíticos da pedreira Atuba foram selecionados 8 amostras, e 1 amostra do granito Graciosa para comparação com os leucossomas da pedreira, já que ele aflora junto aos mesossomas próximo a BR-116. Estas 9 amostras foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras (Tabela 22).

As amostras foram divididas em mesossoma (bandas máficas) e leucossoma (bandas félsicas), bem como mesossomas em que não foi possível separar fisicamente as pequenas bandas félsicas presentes, mas que apresentam claras diferenças quanto às proporções volumétricas dos leucossomas.

8.1.1. Caracterização Geoquímica

Os litotipos constituintes da pedreira Atuba são, conforme a classificação química de Middlemost (1985) (figura 14) e suprimindo-se o prefixo meta-, assim definidas: 1) mesossoma granodioríticos a quartzo-monzodioríticos, predominantemente granodioríticos; 2) leucossoma tipo 1 graníticos a granodioríticos; 3) leucossoma tipo 2 álcali-feldspato graníticos.

Já definido anteriormente os leucossomas ocorrem sob duas condições: (1) em forma de finas camadas descontínuas (1-5mm) paralelas ao bandamento gnáissico, com concentração de SiO_2 entre 74,44 e 75,43%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 5,61 e 7,29%; e (2) em porções contínuas (1-10cm) paralelas ou discordantes ao bandamento gnáissico, as quais puderam ser separadas fisicamente.

Estas bandas félsicas apresentam concentração de SiO_2 em torno de 74,04%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 19,82% e valores moleculares A/CNK entre 0,95 e 1,02.

As bandas máficas apresentam concentrações de SiO_2 em torno de 61,54 e 69,29%, com razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, alumina entre 14,95 e 15,87% e razão molecular A/CNK entre 0,89 e 1,39.

A amostra JAS-01D apresenta concentração de SiO_2 em torno de 77,35%, com razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, alumina 11,75% e razão molecular A/CNK > 1 .

Em todos os diagramas de elementos maiores *versus* SiO_2 (figura 15), os mesossoma e leucossomas apresentam-se em grupos distintos, refletindo as diferenças minerais e composicionais atribuídas a cada grupo.

De um modo geral, existe um alinhamento comum, aparentemente sugerindo o comportamento em decréscimo dos máficos, biotita, anfibólio e minerais acessórios (titanita e apatita), em relação ao leucossoma.

Todavia, com este decréscimo e o pelo teor de sílica, é sugerido que as amostras ATU-02 e ATU-04 são os litotipos mais preservados.

Com relação às bandas félsicas, as diferenças entre o leucossoma tipo 1 e leucossoma tipo 2 e o granito JAS-01D não são tão claras pela química dos elementos maiores, apenas nos diagramas de SiO_2 *versus* MnO , e Fe_2O_3 , a qual o maior teor destes elementos é evidente no granito JAS-01D. Contudo, a análise dos elementos traços evidencia algumas diferenças importantes, os leucossomas são mais empobrecidos em Zr, Th, V e Rb mais enriquecidas em Ba e Sr, em relação ao granito.

Figura 14 – Diagrama de classificação química dos litotipos da pedra Atuba. Os campos de classificação estabelecidos por Middlemost (1985): (3) álcali-feldspato granito; (6) granito; (10) quartzo monzodiorito; (11) granodiorito.

Tabela 21 – Legendas e símbolos utilizados para pedra Atuba nos diagramas e textos em geral. Apresenta classificação modal, geoquímica e normativa.

Pedreira	Tipos	Moda	Geoquímica	Norma	Símbolos	Amostra
Atuba	Granitóide	sienogranito	granito	monzogranito	▼	JAS-01D
Atuba	Mesossoma	quartzo-diorito	quartzo-monozodiorito	granodiorito	+	ATU-02
Atuba	Mesossoma	tonalito	granodiorito	granodiorito	◆	ATU-04
Atuba	Mesossoma	monzogranito	granito	monzogranito	×	ATU-12
Atuba	Leucossoma tipo 1	granodiorito	granodiorito	monzogranito	■	ATU-16L
Atuba	Mesossoma	quartzo-diorito	granodiorito	granodiorito	□	ATU-16M
Atuba	Melanossoma				⊠	ATU-16mel
Atuba	Leucossoma tipo 1	quartzo-monozodiorito	granodiorito	tonalito	◐	ATU-18L
Atuba	Mesossoma	quartzo-diorito	granodiorito	tonalito	●	ATU-18M
Atuba	Melanossoma				⊗	ATU-18mel
Atuba	Leucossoma tipo 2a	sienogranito	álcali-feldspato granito	sienogranito	○	ATU-19

Figura 15 – Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os litotipos da pedreira Atuba.

Figura 16 - Diagramas de variação tipo Harker (elementos traço) para os litotipos da pedreira Atuba.

Em uma análise aos elementos traço, pode ser dito que os leucossomas são empobrecidos em Zr, Th e V e apresentam teores semelhantes de Sr, Rb e Ba em relação aos mesossomas. Outra observação importante é da amostra ATU-12, nota-se que para os teores de Ba, Rb, Th e Zr ela apresenta teores semelhantes aos mesossomas e para Sr e V ela apresenta teores semelhantes aos leucossomas.

O granito JAS-01D apresenta comportamento distinto dos elementos: Ba, Sr, Rb Th, comparando às demais amostras.

Desta forma, a análise conjunta dos diagramas tipo Harker deixa claro que as diferenças petro-texturais, observadas em campo e seções delgadas, também se refletem em diferenças nas composições químicas.

Os teores dos elementos terras raras obtidos para as bandas máficas e félsicas foram normalizados pelos valores do condrito de Evensen *et al.*, (1978).

Nota-se a existência de dois grupos (figura 17), respectivamente mesossoma e leucossoma, enquanto o granito (JAS-01D) foi apresentado separado para visualização mais fácil dos demais integrantes dos grupos (figura 18).

Figura 17 – Espectro de elementos terras raras para a pedra Atuba (normalizados a partir de Evensen *et al.*, 1978).

Figura 18 – Espectro de elementos terras raras para a amostra JAS-01D (normalizados a partir de Evensen *et. al.* 1978).

Os espectros de ETR no geral mostram um padrão inclinado (figura 17) e para o granito JAS-01D padrão gaivota, que é o padrão de feldspato (figura 18).

Os mesossomas mostram fracionamento dos ETRL tendendo a se horizontalizar nos ETRP, e com pequena anomalia negativa de Eu apenas para amostra ATU-12.

O enriquecimento em ETRL pode ser um reflexo da presença de titanita e apatita, ou ainda da presença de anfibólio e/ou zircão.

Os leucossomas e o granito JAS-01D apresentam um decréscimo relativamente grande em relação aos mesossomas dos ETR, provavelmente pela ausência de minerais máficos e acessórios, além do zircão. A anomalia positiva de Eu é controlada pelos feldspatos.

Watt *et al.* (1996) descrevem em leucossomas de ortognaisses baixo conteúdo de Zr e anomalia positiva de Eu como fusão de desequilíbrio e remoção do leucossoma antes do equilíbrio completo da fonte de acordo com a dissolução de Zr e LREE.

Tabela 22 – Análises geoquímicas para os litotipos da pedreira Atuba.

Tipos	mesossoma	mesossoma	mesossoma	leucossoma tipo 1	mesossoma	Leucossoma tipo 1	mesossoma	Leucossoma tipo 2	granitóide
Amostras	ATU-02	ATU-04	ATU-12	ATU-16(L)	ATU-16(M)	ATU-18(L)	ATU-18(M)	ATU-19	JAS-01D
SiO ₂	61.54	64.77	74.22	75.43	67.41	74.44	69.29	74.04	77.35
TiO ₂	0.709	0.554	0.138	0.019	0.464	0.07	0.353	0.033	0.011
Al ₂ O ₃	15.87	14.96	13.17	13.21	14.95	14.67	15.22	13.43	11.75
Fe ₂ O ₃	6.77	5.51	1.54	0.23	4.33	0.61	3.21	0.42	1.16
MnO	0.136	0.099	0.02	0.003	0.076	0.011	0.063	0.016	0.043
MgO	2.07	1.99	0.15	0	1.44	0.26	1.33	0.02	0
CaO	4.74	4.08	1.22	1.86	2.97	3.14	3.37	0.18	0.29
Na ₂ O	4.36	3.82	2.74	3.46	3.98	5	4.6	2.04	4.24
K ₂ O	1.91	2.99	5.94	3.83	2.86	0.61	1.37	8.78	3.73
P ₂ O ₅	0.337	0.207	0.029	0.005	0.216	0.026	0.104	0.006	0.004
LOI	0.51	0.51	0.36	0.34	0.39	0.5	0.4	0.23	0.51
Total	98.95	99.49	99.53	98.39	99.09	99.34	99.31	99.2	99.09
Ba	437	774	626	1381	821	220	398	583	0
Rb	89	94	146	86	120	11	53	255	283
Sr	565	474	305	521	567	509	545	235	19
Y	24	19	12	0	16	0	13	0	144
Zr	197	138	134	5	132	30	118	15	115
Nb	8	8	5	0	8	1	7	1	43
Th	5	10	20	0	20	1	6	0	31
Pb	17	13	25	19	11	18	14	31	21
Ga	19	17	14	12	17	13	18	11	28
Zn	102	63	18	3	67	8	42	6	9
Cu	5	5	4	4	3	58	50	4	7
Ni	10	16	1	1	8	10	21	3	2
V	88	82	13	4	50	6	45	4	2
Cr	20	51	4	8	15	10	53	14	10
Hf	5.38	5.09	4.88	2.91	4.99	1.26	4.04	1.6	8.16
Sc	13	11	1.46	0.07	5.86	0.75	6.32	0.49	2.22
Co	13	11	0	0	5	1	5	0	0
U	0	2	0	0	0	2	3	0	2
La	32	30.9	38.1	1.22	32.5	1.97	13	0.77	7.34
Ce	66.5	59.4	72.1	2.48	68	3.8	27	1.27	24.5
Nd	30	22.9	24	0.56	28.3	1.69	11.9	0.21	16.6
Sm	5.9	4.21	4.4	0.18	5.48	0.36	2.75	0.11	7.68
Eu	1.81	1.33	0.87	0.52	1.32	0.58	0.97	0.45	0.01
Gd	5.66	4.03	3.51	0.98	4.78	0.39	2.78	0.12	10.3
Dy	5.25	4.16	3.29	0.15	4.16	0.15	3.09	0.15	16.4
Er	2.5	1.96	1.3	0.07	1.69	0.07	1.49	0.07	11.8
Yb	2.15	1.95	1.39	0.06	1.31	0.14	1.54	0.07	15.2
Lu	0.32	0.3	0.21	0.02	0.19	0.02	0.24	0.02	2.22

8.2 Pedreira Ita

Para a caracterização geoquímica dos litotipos gnaisses-migmatíticos da pedreira Ita foram selecionadas 8 amostras. Estas amostras foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras (Tabela 24).

As amostras foram divididas em mesossoma (bandas máficas), leucossoma (bandas félsicas) e concentrado máfico.

8.2.1 Caracterização Geoquímica

Os litotipos constituintes da Pedreira Ita são, conforme a classificação química de Middlemost (1985) (Figura 19) e suprimindo-se o prefixo meta-, assim definidas: 1) mesossoma graníticos, quartzo monzodioríticas e granodioríticas; 2) leucossoma granodiorítico.

Já definido anteriormente, as bandas félsicas ocorrem em forma de finas camadas descontínuas e/ou contínuas, as quais podem ser separadas fisicamente. De uma maneira geral, as bandas félsicas (leucossomas) apresentam concentrações de SiO_2 em torno de 60,51 a 76,03%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 5,36 e 7,05%, alumina 14,1 a 16,8% e razão molecular A/CNK entre 0,91 e 1.

As bandas máficas (mesossomas) apresentam concentrações de SiO_2 em torno de 65,47 e 68,2%, com razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ entre 1,44 e 2,86%, alumina entre 16,02 e 16,8% e valores moleculares A/CNK entre 0,82 para a amostra mais primitiva e 0,98 a 1 para as demais.

O concentrado máfico, representado pela amostra ITA-15, apresenta concentração de SiO_2 em torno de 43,79%, razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de 0,74%, alumina em torno de 16,8% e razão molecular A/CNK 0,61.

Analisando os diagramas de Harker (figura 20) dos elementos maiores, não foi possível dividir com base no teor de sílica dois grupos, apenas atestar um padrão inclinado. O grupo circulado é o dos mesossomas.

Com relação à amostra ITA-15, por tratar-se de um concentrado máfico, onde toda a porção restítica fica retida, é rica nos óxidos de P_2O_5 , TiO_2 , MnO , MgO e CaO . O teor de K_2O é semelhante aos leucossomas, que também não apresentam feldspato alcalino na constituição e sim biotita como mineral mais rico neste óxido.

O baixo teor dos óxidos citados acima, dos leucossomas, pode ser explicado pela ausência de minerais acessórios e pouca quantidade de máficos.

A amostra ITA-23 apresenta comportamento distinto dos mesossomas com relação a Na_2O , K_2O e CaO . Uma vez que esta amostra é a única que apresenta feldspato alcalino em sua constituição, possivelmente pela contaminação com a intrusão granítica, já descrita no capítulo da descrição da pedreira Ita.

Figura 19 – Diagrama de classificação química dos litotipos da pedreira Ita. Os campos de classificação estabelecidos por Middlemost (1985): (6) granito; (11) granodiorito; (12) diorito.

Tabela 23 – Legendas e símbolos utilizados para pedreira Ita nos diagramas e textos em geral.

Apresenta classificação modal, geoquímica e normativa.

Pedreira	Tipos	Moda	Geoquímica	Norma	Símbolos	Amostra
Ita	Mesossoma		granodiorito	quartzo-monzodiorito	▲	ITA-3
Ita	Leucossoma	granodiorito	granodiorito	tonalito	▷	ITA-10
Ita	Mesossoma	tonalito	granito	granodiorito	◆	ITA-11
Ita	Mesossoma	tonalito	granodiorito	tonlito	▼	ITA-12
Ita	Leucossoma	tonalito	granodiorito	tonalito	●	ITA-13L
Ita	Melanossoma				⊗	ITA-13mel
Ita	Mesossoma	tonalito	granodiorito	tonalito	○	ITA-13M
Ita	Concentrado máfico	diorito	diorito		×	ITA-15
Ita	Mesossoma	tonalito	granito	monzogranito	◇	ITA-23

Figura 20 – Diagramas de variação tipo Harker (elementos maiores) para os litotipos da pedreira Ita.

Figura 21 – Diagramas de variação tipo Harker (elementos traço) para os litotipos da pedreira Ita.

A amostra ITA-15 (concentrado máfico) apresenta teores semelhantes aos do leucossoma e mesossoma para Ba, Rb e Th. Nos casos de Nb, Y e V, ela é a mais enriquecida das amostras. O Sr é o único elemento com enriquecimento inferior as demais amostras.

O que poderia explicar as semelhanças entre mesossoma e leucossoma é a presença de biotita/anfibólio nos leucossomas, o que não ocorre nos litotipos leucossomas da pedreira Atuba.

Com relação aos teores dos elementos terras raras obtidos para as bandas máficas e félsicas, foram projetados em diagramas normalizados pelo condrito de Evensen *et al.*, (1978).

Nota-se a existência de dois grupos (figura 22), embora só uma amostra de leucossoma seja diferente das demais para formar o grupo com menor enriquecimento.

Figura 22 – Espectro de elementos terras raras para os litotipos da pedreira Ita (normalizados a partir de Evensen *et al.*, 1978).

Os espectros dos ETR no geral mostram um padrão inclinado com enriquecimento de ETRL.

O único leucossoma que apresenta um decréscimo de ETR em relação aos mesossomas e leucossomas enriquecidos é a amostra ITA-10, explicado pela ausência

de anfíbólio e biotita na sua composição. Apresenta também anomalia positiva de Eu, controlada pelo plagioclásio.

Para a amostra ITA-23 de mesossoma foi retirada do *spidergrama* porque seus valores são mascarados devido sua contaminação.

O padrão de ETR na amostra ITA-15 apresenta comportamento um pouco diferenciado das demais amostras enriquecidas: La e Ce são menos enriquecidos e para os ETR restantes, o enriquecimento é superior.

Comprovando a primitividade a amostra ITA-3, ela é a mais enriquecida em ETR dos mesossomas e leucossomas.

Tabela 24 – Análises geoquímicas para os litotipos da pedreira Ita.

Tipos	leucossoma	mesossoma	mesossoma	leucossoma	mesossoma	concentrado máfico	mesossoma contaminado	mesossoma
Amostra	ITA-10a	ITA-11D	ITA-12	ITA-13L	ITA-13M	ITA-15	ITA-23	ITA-3
SiO ₂	76,03	66,96	68,2	70,97	65,47	43,79	73,15	60,51
TiO ₂	0,04	0,214	0,40	0,12	0,48	1,66	0,17	0,73
Al ₂ O ₃	14,1	16,66	16,02	15,23	16,8	13,44	13,39	15,63
Fe ₂ O ₃	0,35	2,67	3	2	3,87	17,78	1,54	6,97
MnO	0,01	0,04	0,04	0,04	0,05	0,26	0,016	0,12
MgO	0,12	0,46	1,37	0,77	1,84	7,7	0,51	2,55
CaO	3,14	2,98	3,74	4,55	4,27	8,49	1,63	5,02
Na ₂ O	4,58	4,72	4,53	4,54	4,69	2,11	2,81	4,01
K ₂ O	0,79	3,27	1,58	0,82	1,67	2,87	5,43	3,04
P ₂ O ₅	0,01	0,09	0,13	0,15	0,16	0,73	0,13	0,35
LOI	0,41	0,72	0,86	0,65	0,77	1,51	0,67	0,56
total	99,57	98,78	99,87	99,84	100	100	99,44	99,49
Ba	184	1240	371	212	459	566	1423	800
Rb	14	76	63	17	61	120	103	97
Sr	375	678	432	446	425	147	371	711
Y	0,2	9,34	6,04	14,39	8,28	56,3	12,9	29,6
Zr	9	199	149	72	147	96	130	173
Nb	5	7	9	7	8	16	6	13
Th	3	3	3	3	3	5	22	3
Pb	11	25	10	8	13	25	28	33
Ga	17	20	20	19	21	24	17	22
Zn	6	40	45	23	56	203	22	110
Cu	4	21	6	11	14	17	3	9
Ni	2	4	19	6	14	65	5	14
V	7	19	46	27	58	302	14	112
Cr	4	3	18	12	18	116	13	28
Hf	0,39	6,73	4,55	2,09	4,41	3,99	7,73	5,76
Sc	0,27	1,33	2,89	7,3	6,26	45,2	1,77	14
Co	3	3	8	3	14	46	3	15
U	3	3	3	3	3	5	3	3
La	3,4	37,5	49,4	32,9	24,4	25,3	90,7	33,9
Ce	4,6	69,7	81,4	56,5	42,4	64,7	195	65,9
Nd	1,37	25,5	24	19,3	15	42,6	79,5	29,3
Sm	0,15	3,7	2,83	3,4	2,47	10,5	16,6	5,73
Eu	0,66	1,33	0,9	1,09	0,88	2,83	1,45	1,83
Gd	0,12	2,67	1,84	3,09	2,13	11,4	10,4	5,36
Dy	0,15	1,71	2,03	2,52	1,68	8,42	3,98	4,25
Er	0,07	0,78	0,53	1,29	0,75	5,37	0,95	2,74
Yb	0,01	0,81	0,45	1,06	0,61	4,5	0,5	2,49
Lu	0,02	0,12	0,06	0,13	0,08	0,62	0,07	0,37

9. DISCUSSÃO

O modelo para a evolução regional

Quando concebida inicialmente, influenciada pelos trabalhos clássicos sobre migmatização e balanço de massas, pretendia-se seguir os modelos já usados para verificar o processo de migmatização no Complexo Atuba, aproveitando os afloramentos excelentes das duas pedreiras estudadas. A partir de resultados divulgados (Harara, 2001; Kaulfuss 2001; Passarelli, 2001; Cury *et al.*, 2002; Sato *et al.*, 2003) e obtidos ao longo do desenvolvimento da pesquisa, no entanto, ficou evidente que os gnaisses migmatíticos deveriam ter sofrido mais que um evento anatético, e a identificação dos participantes em cada evento não ficou clara à primeira vista.

O quadro mais provável para a evolução geológica da região pode ser resumido conforme tabela 25:

Tabela 25 - Resumo da evolução geológica da região
(modificado principalmente de Sato *et al.*, 2003)

Idade, Ga	Evento
3,1 – 2,7	(1) Acresção original à crosta de material mantélico
2,2 – 1,9	(2) Migmatização intensa; adição de material juvenil; metamorfismo em alto grau
1,75	(3) Extensão pós-orogênica
1,4 – 1,2	(4) Acresção de máficas, especialmente em áreas adjacentes
~0,6	(5) Metamorfismo em fácies anfibolito; anatexia

Tecem-se comentários sobre alguns dos itens do quadro:

(1) A acresção à crosta pode ter ocorrido em uma única etapa, através da adição de rochas máficas a ultramáficas, ou em duas etapas, a segunda envolvendo a fusão parcial destas rochas. No Cráton Luís Alves, Figueiredo *et al.* (1997) e Basei *et al.* (1998) encontraram evidências para a atuação dos dois processos. A abundância de gnaisses tonalíticos – trondjemíticos – granodioríticos neste Cráton pode ser explicada pelo processo de duas fases, enquanto a abundância de rochas máfico-ultramáficas deve-se à primeira. As duas fases não necessariamente são separadas por um longo intervalo de

tempo. Inclusive, a eficácia do processo de duas etapas pode ser aumentada, se a segunda fase ocorra logo após a primeira.

Comparando-se análises de termos intermediários a félsicos de rochas do Cráton Luís Alves, nota-se grande similaridade, até nos padrões dos elementos terras raras.

(2) Evidência para atuação de metamorfismo de fácies granulito é preservada apenas em algumas amostras provenientes da pedreira Ita, e é restrita à presença de um ou outro núcleo de ortopiroxênio cercado de anfibólio, presentes em poucas amostras (O. Siga Jr., comunicação pessoal). O ortopiroxênio não foi encontrado nas lâminas coletadas para esta pesquisa, provenientes de frentes de trabalho diferentes das amostradas anteriormente.

As morfologias e texturas internas dos anfibólios nas amostras das duas pedreiras sugerem que a evolução do complexo não é homogênea. Enquanto na pedreira Ita predomina o tipo idiomórfico a subidiomórfico, com raras inclusões de apatita, na pedreira Atuba, além de um tipo parecido há um segundo, xenomórfico e carregado de inclusões. Enquanto para o primeiro tipo, pode-se aceitar origem ígnea com pouca modificação subsequente, a textura peneira do segundo tipo pode representar o resultado ou de blastese, ou do início da fusão parcial.

(5) O último evento anatético é registrado na forma da idade U/Pb (SHRIMP) obtida para sobrecrecimento em zircão (645 e 633 Ma, Sato *et al.*, 2003). Não há informação sobre idades da parte interna dos grãos.

Temperaturas e pressões obtidas pela utilização de geotermobarômetros nos anfibólios dos mesossomas marcam condições transicionais entre as normalmente aceitas para as fácies anfibolito e granulito (Usando-se as calibrações de Holland & Blundy, 1994; Anderson & Smith, 1995; Ita: $P = 6,78 \pm 0,51 \text{ kBar}$; $T = 724 \pm 17^\circ \text{C}$; Atuba: $P = 6,89 \pm 0,46 \text{ kBar}$; $T = 718 \pm 27^\circ \text{C}$).

A grosso modo, estas temperaturas correspondem, aproximadamente, às temperaturas determinados experimentalmente para início de fusão de composições tonalíticas e granodioríticas sob condições de saturação com água e às pressões aqui determinadas.

Migmatização

Os termos específicos foram usados de forma apenas descritiva no capítulos anteriores. Em alguns casos, foi possível identificar, mesoscopicamente, trios de rochas que poderiam representar, em escala muito localizada, a combinação genética melanossoma (resíduo refratário da fusão) – paleossoma (protólito ou rocha parental) – leucossoma (fundido). As composições modais de alguns destes trios foram obtidas, e confirmaram ao grosso modo a hipótese genética. Entretanto, devido aos problemas de amostragem, sem contaminação, das melanossomas, geralmente muito pouco espessas, não foi possível obter as composições químicas dos trios.

Os pares genéticos de paleossoma e leucossoma da pedreira Atuba tem comportamentos diferentes. No par ATU-16, o paleossoma quartzo-diorítico, com biotita e hornblenda em proporções aproximadamente iguais, contém um pouco de feldspato alcalino, bem como os acessórios zircão e apatita. O leucossoma é granodiorito holo-leucocrático, desprovido dos acessórios. A proporção mesossoma/leucossoma é 3:1. De modo geral, as composições químicas refletem as observações modais. No par ATU-18, o paleossoma quartzo-diorítico, com hornblenda mais abundante que a biotita, é desprovido de feldspato alcalino. O leucossoma quartzo-monzodiorítico contém biotita, porém não fica claro se esta é produto de cristalização de magma, ou se é restito arrastado do paleossoma durante escoamento do magma. Este leucossoma também está desprovido de acessórios. A proporção mesossoma/leucossoma é 5:1. Novamente, as composições químicas refletem esta situação, embora em alguns respeitos, as duas são muito parecidas.

Todos os leucossomas, inclusive a amostra ATU-19 cujo mesossoma não foi analisado, apresentam padrões dos elementos terras raras que são típicos dos feldspatos. Enquanto as composições dos pares ATU-16 e ATU-18 plotam a esquerda da trajetória dos pontos mínimos e eutéticos do sistema haplogranítico saturado em H₂O, a

composição de ATU-19 fica no campo primário de Or sob praticamente qualquer condição de P, T e composição de fluido. Portanto, não deve representar um líquido.

O mesossoma ATU-16M apresenta anomalia negativa pequena de Eu [$(Eu/Eu^*)_N = 0,77$], enquanto em ATU-18M, praticamente não há anomalia [$(Eu/Eu^*)_N = 1,1$]. Enquanto ATU-16M poderia ser a fonte de ATU-16L, parece improvável que ATU-18M possa ser a fonte de ATU-18L, a não ser que a rocha original tivesse uma anomalia positiva mais forte de Eu devido à acumulação de feldspato ou hornblenda.

Das outras rochas analisadas quimicamente, tanto o quartzo-diorito ATU-02 com hornblenda predominando sobre biotita, como o tonalito ATU-04 a biotita e hornblenda, poderiam representar material melanossomático. Seus padrões dos ETR são parecidos, com enriquecimento relativo dos ETRL, inclinações relativamente suaves ($La_N/Lu_N \cong 10$), e sem anomalias de Eu.

No par ITA-13L – ITA-13M, é evidente que o leucossoma apresenta teores significativos de Ti, P, e Zr, diferentemente da situação na pedreira Atuba.

De modo geral, as estimativas para a pedreira Atuba de temperaturas de cristalização dos leucossomas através da saturação em zircão e apatita não devem ser muito precisas, devido às baixas concentrações de Zr e P_2O_5 nestas rochas. Além disto, a calibração do geotermômetro de saturação com apatita é resultado de extrapolação para as concentrações de SiO_2 observadas.

A aplicação dos resultados das experiências sobre o sistema haplogranítico indicam pressões inferiores às calculadas (figuras 23, 24 e 25).

Figura 23 - Sistema Qz-Ab-Or-H₂O dos litotipos da pedreira Atuba, para pressões de água de 1, 5 e 10 kbar (modificado de Johannes, 1985)

Figura 24 - Sistema Qz-Ab-Or-H₂O dos litotipos da pedreira Ita, para pressões de água de 1, 5 e 10 kbar (modificado de Johannes, 1985).

Figura 25 - Sistema Qz-Ab-Or com as trajetórias projetadas para sistemas saturados em água, a 1 atm e pressões de 0.5 a 30 Kbar. Mostra também um sistema anidro de 4 a 10 kbar de pressão, e as influências de F e Ca (An) neste sistema (modificado de Rollinson, 1993).

Figura 26 – Fusão em equilíbrio no sistema Qz-Or-Ab- H_2O . As curvas de $^{\circ}\text{H}_2\text{O}$ representam o *solidus* para cada atividade de H_2O específica. A curva $X^{\text{H}_2\text{O}}$ mostra o equilíbrio de P e T para o conteúdo mínimo de água especificado (modificado de Johannes, 1985). Área hachurada correspondem as estimativas de P e T calculadas para os litotipos estudados.

Quanto às condições da migmatização, na pedreira Atuba não há evidências para o processo de fusão-desidratação, nem da biotita, nem da hornblenda.

Sobre o granito JAS-01D, em termos dos elementos maiores, é muito rico em SiO_2 e, comparando aos leucossomas das duas pedreiras, é pobre em Al_2O_3 e CaO . Acompanhando pobreza em CaO , o teor de Sr é muito baixo.

O padrão dos ETR é a imagem de espelho do padrão de feldspatos, com grande anomalia negativa de Eu e $\text{ETRP}_N > \text{ETRL}_N$. Por outro lado, seu teor de Zr é significativamente maior que a maioria dos outros leucossomas. O padrão dos ETR não é incompatível com a presença de zircão, confirmada por microscopia.

Tudo indica que este granito é produto da segregação de magma formado em equilíbrio com feldspatos, notadamente o plagioclásio. Sendo um dos leucossomas com maiores teores de K_2O , admite-se que a fusão-desidratação da biotita em um tonalito, pode ter contribuído para sua gênese.

10. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Sem base geocronológica adequada, a identificação dos participantes em episódios de migmatização em terrenos policíclicos através de estudos convencionais de petrografia e geoquímica pode ser questão de sorte. Recomenda-se que, para verificar a importância de migmatização na evolução do Complexo Atuba, é necessário obter dados geocronológicos e de geologia isotópica que complementam o acervo atual, ainda escasso. Determinadas às idades das migmatizações, e possíveis participantes nestes episódios, os estudos petrográficas e geoquímicas tomarão outro sentido.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ague, J.J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminium-in-hornblende barometer. *Geology*, **25**(6): 563-566.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Amer. Mineral.*, **80**:549-559.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**:125-138.
- Ashworth, J. R. (1985) Migmatites. Londres: Blackie & Son Ltd; 1985.
- Ashworth, J. R. & Brown, M. 1990. High-temperature metamorphism and crustal anatexis. *The Mineralogical Society Series*: 2, London: Unwin Hyman.
- Ashworth, J.R. & McLellan, E.L. 1985. Textures. In: *Migmatites*, p:181-203. Londres: Blackie & Son Ltd.
- Barker, F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Baker, F. (ed.) *Trondhjemite, dacites, and related rocks. Developments in Petrology*, 6. Amsterdam: Elsevier, pp. 1-12.
- Basei, M. A. S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. 190 f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M. 1990. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, SBG, **4**:1684-1699.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr. O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1991. Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 3, Rio Claro, SBG, 132-133.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr. O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22** (2), p.216-221.
- Basei, M. A. S.; McReath, I.; Siga Jr. O. 1998. The Santa Catarina Complex of southern Brazil; a review. *Gondwana Research*, **1**:383-391.

- Basei, M. A. S.; Siga Jr. O.; Reis Neto, J. M.; Pasarelli, C. R.; Prazeres, H.; Kaulfuss, G.; Sato, K.; Lima, P. S. de. 1999. Paleoproterozoic granulitic belts of the Brazilian southern region (PR-SC). In: *II South American Symposium on Isotope Geology, Actas*, 291-294, Cordoba, Argentine.
- Batolla F.Jr. 1977. Projeto Leste do Paraná – Folha de Curitiba (SG.22-X-D-10: geologia e anexos. São Paulo: DNPM/CPRM, 2v.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, **37**(3):521-552.
- Berthelson, A. 1960. Structural classification of gneisses as used in team work in SW Greenland. *Rep. 21st. Int. Geol. Congre.* **26**:67-71.
- Bigarella, J. J. 1956a. Contribuição ao estudo dos calcários do Estado do Paraná. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, Curitiba, **37**, 83p.
- Bigarella, J. J. 1956b. Planta geológica provisória da Cidade de Curitiba e arredores. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas* (Departamento de Geografia, Terras e Colonização). Curitiba (escala 1:50 000).
- Bigarella, J. J.; Salamuni, R. 1959a. Notas complementares à Planta Geológica da cidade de Curitiba e arredores. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*. Curitiba, **40**, 14p.
- Bigarella, J. J.; Salamuni, R. 1959b. Planta geológica provisória de parte dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo. Universidade Federal do Paraná, Instituto de Geologia, Curitiba.

- Carvalho, P. F.; Pinto, I. A. 1936. Reconhecimento geológico na Série Açungui. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico* (divisão de Geologia), Rio de Janeiro, **171**, 20p.
- Chappel, B. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**:173-174.
- Chayes, F. 1956. Petrographic modal analysis. New York: John Wiley.
- Clemens, J.D. & Wall, V.J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral* **19**:111-131.
- Clemens, J.D. 1984. Water contents of intermediate to silic magmas. *Lithos* **11**:213-287.
- Cordani, U. G.; Girardi, V. A. V. 1967. Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná* (Instituto de Geologia, Curitiba), **20**, 40p.
- Cosca, M.A.; Essene, E.J.; Browman, J.R. 1991. Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H₂O activities and thermobarometry. *Contributions to Mineral. Petrol.*, **108**:472-484.
- Cury, L.F., Kaulfuss, G.A.; Siga Jr. O.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.M.; Sato K. 2002. Idades U-Pb (zircão) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na faixa Apiaí. *Revista do IGc-Usp, Série Científica* (in press).
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. Minerais constituintes das rochas. Lisboa: Gulbenkian, 724p.
- Derby, O. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Academia do Museu Nacional*, Rio Janeiro, **3**.
- Dietrich, R. V & Mehnert, K. R. 1960. Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks, In: *21º Congresso Intern. Geol.*, Copenhagen, **1-21**:56-67.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J.; O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in condritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1199-1212.
- Figueiredo, M.C.H.; McReath, I.; Basei, M.A.S.; Mantovani, M.S.M. 1997. Geochemistry of Santa Catarina granulite rocks, southern Brazil: a model of differentiation from high alumina basalt. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:33-40.
- Fiori, A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IGc-Usp, Série Didática*, **23**:55-74.
- Fuck, R. A.; Trein, E.; Marini, O. J. 1967. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **23-25**:123-152.

- Fyfe, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A273**:457-461.
- Gardien, V.; Thompson, A. B.; Ulmer, P. 2000. Melting of Biotite + Plagioclase + Quartz Gneisses: the role of H₂O in the Stability of Amphibole. *Journal of Petrology*, **41** (5):651-666.
- Gualda, G. A. R. 2001. *Evolução Petrográfica e Mineralógica das Associações Alcalina e Aluminosa dos Granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. 163 f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Gomes, M.E.B. 1990. Granito Arroio Moinho: Feições de Deformação. *Acta Geológica Leopoldensia*, **XIII** (30):37-54.
- Hammarström, J.M. & Zen, E.-an. 1986. Aluminium in hornblende, an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**:1297-1313.
- Harara, O. M. 1996. *Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da Região de Piên (PR) e adjacências*. 196 f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Harara, O. M. 2001. *Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da Região de Alto Rio negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico*. 206 f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **48**:1468-1477.
- Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Coimbra, A. M. (1975) The Ribeira folded-belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(4):257-266.
- Henkes, L. & Johannes, W. 1981. The petrology of a migmatite (Arvika, Varmland). *Neues Jb. Miner. Abh.* **141**:113-133.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**:433-447.
- Hollister, L.S.; Grisson, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. & Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *American Mineralogist*, **27**:231-239.
- Holmquist, P. J. 1921. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. For. Stockh. Forh.* **43**:612-631.

- Huang, W-L., & Wyllie, P.J. 1975. Melting relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 to 35 kbar, dry and excess water. *J. Geology*, **83**:737-748.
- James, R.S., & Hamilton, D.L. 1969. Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ - SiO_2 at 1 kilobar water vapour pressure. *Contrib. Mineral Petrol.*, **21**:111-141.
- Johannes, W. 1980. Metastable melting in the granite system $\text{Qz-Or-Ab-An-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**:73-80.
- Johannes, W.; Gupta, L. N. 1982. Origin and Evolution of a Migmatite. *Contrib. Mineral Petrol.*, **79**:114-123.
- Johannes, W. 1985. The significance of experimental studies for the formation of. In: *Migmatites*, p:181-203. Londres: Blackie & Son Ltd.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, **17**:837-841.
- Kaul, P. F. T.; Teixeira, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeaster, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **12** (1-3):172-182.
- Kaulfuss, G. A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, Paraná*. 115 f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências –Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Kohn, M.J. & Spear, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, **75**:89-96.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**:226-237.
- Leake, B.E. (Chairman). 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**:1019-1037.
- Loiselle, M.C & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **11**:468.
- Luth, W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4-10kbar. *J. Geophys. Research* **69**:759-773.

- Machiavelli, A.; Basei, M. A. S.; Siga Jr., O. 1993. Suíte granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, **7** (2):113-129.
- Mantovani, M. S. M.; Shukowski, W.; Basei, M. A. S.; Vasconcellos, A. C. B. C. 1989. Modelos gravimétricos das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, **19** (3):367-374.
- Mariano, A. N. 1973. Notes at CL workshop, University of Tennessee: Knoxville.
- Marshall, D.J. 1988. Cathodoluminescence of Geological Materials. Boston: UnwinHyman.
- Mehnert, K. R. 1968/1971. Migmatites and the origin of Granitic Rocks. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 405p (ed. 2).
- Middlemost, E.A.K. 1985. Magmas and magmatic rocks. London: Longman.
- Misch, P. 1968. Plagioclase compositions and non-anatetic origin of migmatite gnaiss in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Mineral and Petrol*, **17**:1-70.
- Myers, J.S. 1978. Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precambrian Research*, **6**:43-64.
- Nédélec, A. & Paquet J. 1981. Biotite melting in high-grade metamorphic gneisses from the Haut Allier (French Masssif Central). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **77**:1-10.
- Oliveira, E. P. 1925. Mapa geológico do Estado do Paraná. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico* (divisão de Geologia), Rio de Janeiro (E 1:1000 000).
- Oliveira, A. I.; Leonardos, O. H. 1943. Geologia do Brasil. Ministério da Agricultura, série Didática, Rio de Janeiro, **2**, ed.2.
- Olsen, S.N. 1984. Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**: 30-44.
- Patiño Douce, A. E. & Johnston, A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**:202-218.
- Patiño Douce, A. E. & Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36**:707-738.

- Passarelli, C. R. 2001. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. 254 f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Passchier, C.W.; Myers, J.S.; Kröner, A. 1993. *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. Tradução Mário Figueiredo, São Paulo: edUSP, 188p.
- Poli, S. & Schmidt, M.W. 1992. A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**:273-278.
- Powell, R. & Downes, J. 1990. Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: Mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia, In: *High-temperature metamorphism and crustal anatexis* (eds) J.R. Ashworth & M. Brown. The Mineralogical Society Series. London: Unwin Hyman, pp. 105-123.
- Robin, P.Y.F. 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**:1587-1600.
- Rolinson, H. R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore: Longman, 350p.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**: 41-59.
- Rushmer, T. 1995. An experimental deformation study of partially molten amphibolite. Application to low fraction melt segregation. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 15681-15696.
- Rutter, J.M. & Wyllie, P. 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature* **331**: 159-160.
- Sato, K.; Nutman, A. P.; Siga Jr. O.; Basei, M. A. S.; Sproesser, W. 2001. Mesoarchean orthogneiss in the Atuba Complex in a neoproterozoic Brazilian mobile belt in SE Brazil: an integrated IDTIMS, EVTIMS and SHRIMP zircon dating study. *Gondwana Research*. **4** (5):775-776.
- Sato, K.; Siga Jr. O.; Nutman, A. P.; Basei, M. A.S.; McReath, I.; Kaufuss, G. 2003. The Atuba Complex, southern South-American Platform: archaic components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, **6** (2):251-263.

- Sawyer, E.W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, **39**(6):1147-1167.
- Sawyer, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks; *J. Metamorphic Geology*, **19**:291-309.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in a tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.
- Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Machiavelli, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23** (3):215-223.
- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos da região sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Geocronologia e evolução crustal*. 212 f. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ✕ Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Reis Neto, J. M.; Machiavelli, A.; Harara, O. M. 1995. O Complexo Atuba: Um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no neoproterozóico. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica*, **26**:69-98.
- Singh, J.; Johannes, W. 1996. Dehydration melting of tonalities. Part I. Beginning of melting. *Contrib. Mineral Petrol.*, **125**: 16-25.
- Skjerlie, K. P.; Johnston, A.D. 1993. Fluid-absent melting behavior of na f-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, **34**:785-815.
- Skjerlie, K. P.; Johnston, A.D. 1996. Vapour-Absent Melting from 10 to 20 kbar of Crustal Rocks that contain Multiple Hydrous Phases: Implications for Anatexis in the Deep to Very Deep Continental Crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, **37**: 661-691.
- Streckeiser, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Streckeiser, A. & Le Maitre, R.W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **136**:169-206.
- Thompson, A.B. & Tracy, R.J. 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAl₂O-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions Mineral. Petrology* **70**:429-438.
- Thompson, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, **282**: 1567-1595.

- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am., Mem.*, **74**:1-153.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**:257-276.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Let.*, **64**:295-304.
- Watt, G.R; Burns, I.M.; Graham, G.A. 1996. Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. *Contrib. Mineral Petrol.*; **125**:100-111.
- Winkler, H.G.F. 1961. Petrogenesis of metamorphic rocks, New York: Springer, 343 p .
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1994. Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration melting experiments. *Journal of Geophysical Research*, **100**:611-621.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1995. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature na time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**: 369-383.
- Wyllie, P.J. & Wolf, M.B. 1993. Amphibole dehydration-melting: sorting out the solidus. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C. R. (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society Special publications*. **76**: 405-416.

Endereços eletrônicos:

www.pr.gov.br (10/03)