UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOCRONOLOGIA DOS NÚCLEOS DE EMBASAMENTO SETUVA,
BETARA E TIGRE, NORTE DE CURITIBA-PARANÁ

GILBERTO ALEXANDER KAULFUSS

Orientador: Dr. Oswaldo Siga Junior

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

Examinadores: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Three handwritten signatures in blue ink, each written over a horizontal line. The first signature is for Oswaldo Siga Junior, the second for Colombo Celso Gaeta Tassinari, and the third for Eduardo Salamuni.

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA DOS NÚCLEOS DE EMBASAMENTO SETUVA,
BETARA E TIGRE, NORTE DE CURITIBA - PARANÁ**

Gilberto Alexander Kaulfuss

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007285

*Aos meus pais,
e à Sabrina*

Índice

Capítulo 1

INTRODUÇÃO	1
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	1
1.2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	3
1.3. METODOLOGIA	4

Capítulo 2

OS MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS UTILIZADOS E SEU POTENCIAL INTERPRETATIVO	7
2.1. DATAÇÃO DE ZIRCÕES	7
2.2. SISTEMÁTICA ISOTÓPICA Sm-Nd	15
2.3. MÉTODO K-Ar E Ar-Ar	17
2.4. A IMPORTÂNCIA DA APLICAÇÃO CONJUNTA DOS MÉTODOS RADIOMÉTRICOS	20

Capítulo 3

SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	21
3.1. UM BREVE HISTÓRICO DOS TRABALHOS REALIZADOS NO PRÉ- CAMBRIANO PARANAENSE.....	21
3.2. PRINCIPAIS MODELOS EVOLUTIVOS PROPOSTOS	28
3.3. QUADRO GEOCRONOLÓGICO DO COMPLEXO ATUBA	30

Capítulo 4

ESTUDOS GEOLÓGICOS CONVENCIONAIS	32
4.1. PRINCIPAIS LITOTIPOS RECONHECIDOS	32
4.2. ESTUDOS GEOQUÍMICOS	51
4.3. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS	61

Capítulo 5

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS	67
5.1. NÚCLEO SETUVA	67
5.2. NÚCLEO BETARA	80
5.3. NÚCLEO DO TIGRE	88
5.4. COMPLEXO ATUBA	92
5.5. DISCUSSÕES	102

Capítulo 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS	105
-----------------------------------	------------

Referências Bibliográficas	108
---	------------

Anexo 1 – DADOS GEOQUÍMICOS

Anexo 2 – DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Anexo 3 – ESBOÇO GEOLÓGICO

Índice de Figuras

Figura 1-	Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo	1
Figura 2-	Diagrama Concórdia hipotético, mostrando os pontos analíticos posicionando-se segundo a reta Discórdia	14
Figura 3-	Diagrama Q-P para classificação de rochas graníticas (Debon & Le Fort, 1983)	52
Figura 4-	Diagrama de razões moleculares A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli, 1989)	53
Figura 5-	Diagramas de variação SiO ₂ x óxidos para as rochas dos três núcleos estudados	55
Figura 6-	Diagramas de variação SiO ₂ x elementos traços para as rochas dos três núcleos estudados	56
Figura 7-	Diagramas de variação SiO ₂ x ETR para as rochas dos três núcleos estudados	57
Figura 8-	Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo Setuva	58
Figura 9-	Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo Betara	59
Figura 10-	Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo do Tigre	59
Figura 11-	Diagrama Rb x (Y+Nb) de discriminação tectônica de rochas graníticas (Pearce <i>et al.</i> , 1984)	60
Figura 12-	Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn para o Núcleo Setuva	63
Figura 13-	Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn para o Núcleo Betara	63
Figura 14-	Estereogramas de igual área elaborados a partir de pólos de La para os núcleos Setuva (a) e Betara (b)	65
Figura 15-	Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn (isolinhas) e La (pontos) para o Núcleo do Tigre	65
Figura 16-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-13 (protomilonitos sienograníticos)	69
Figura 17-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-75 (sienogranitos miloníticos)	70

Figura 18-	Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-75	72
Figura 19-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7C	74
Figura 20-	Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-7C	75
Figura 21-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7B	77
Figura 22-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7A	79
Figura 23-	Diagrama U-Pb para o conjunto de amostras do afloramento GKM-7 (7A, 7B e 7C)	80
Figura 24-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-88 (granodiorito protomilonítico)	82
Figura 25-	Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-88	83
Figura 26-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico)	84
Figura 27-	Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-50	85
Figura 28-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-50B	86
Figura 29-	Diagrama U-Pb para o conjunto de amostras do afloramento GKM-50 (50 e 50B)	87
Figura 30-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-15 (quartzo monzodiorito milonítico)	90
Figura 31-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-35 (sienogranito protomilonítico)	91
Figura 32-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra do mesossoma da Pedreira do Atuba (ATUBA-2)	94
Figura 33-	Diagramas das análises EMF em zircões da amostra ATUBA-2 ...	95
Figura 34-	Diagrama Tera-Wasserburg para os pontos analisados em cristais de zircão de amostra do mesossoma (ATUBA-2)	97
Figura 35-	Diagrama de análise EMF em zircões da amostra dos enclaves dioríticos (ATUBA-3)	98
Figura 36-	Diagrama Tera-Wasserburg para os pontos analisados em cristais de zircão de amostra dos enclaves dioríticos (ATUBA-3)	99
Figura 37-	Diagrama U-Pb em zircões da amostra ATUBA-1 (neossoma dos migmatitos)	101

Índice de Fotos

Foto 1-	a) Gnaisses com níveis quartzo-feldspáticos (GKM-3); b) gnaisses com níveis enriquecidos em anfibólios (GKM-6)	34
Foto 2-	Gnaisses miloníticos com injeção de material leucogranítico discordante das estruturas	34
Foto 3-	a) Sienogranito protomilonítico, afloramento GKM-13; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) da matriz, com quartzo estirado e micas orientadas (GKM-13)	35
Foto 4-	Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X) dos sienogranitos protomiloníticos, afloramento GKM-13 : a) ribbons de quartzo policristalinos; b) microclíneo sericitizado (GKM-13)	36
Foto 5-	a) Granodiorito protomilonítico; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) de ribbon de quartzo policristalino e parte da matriz. Afloramento GKM-67B	36
Foto 6-	Calcita resultante da alteração dos plagioclásios, nicóis cruzados, aum. 40X (GKM-67B)	37
Foto 7-	Fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando plano de foliação tardio, espaçado (GKM-67A)	37
Foto 8-	Intercalações dos litotipos sienograníticos distintos (GKM74)	38
Foto 9-	a) Sienogranito milonítico da porção norte do Núcleo Setuva; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando feldspato sericitizado, fraturado, em meio à matriz fortemente estirada e com os minerais micáceos orientados, e no canto superior esquerdo, quartzos de ribbon policristalino (GKM-75)	39
Foto 10-	Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X): a) Ribbons de quartzo de pequena espessura, e matriz fortemente estirada com micas orientadas; b) cristal de microclíneo sericitizado, com quartzo recristalizado nas sombras de pressão (GKM-79)	39
Foto 11-	a) Sienogranitos miloníticos; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando a matriz fina e porfiroclasto de feldspato fraturado; c) opacos junto à foliação, com resquícios de biotita em suas bordas, nicóis paralelos, aum. 40X (afloramento GKM-50)	41

Foto 12-	Sienogranitos miloníticos com intercalações enriquecidas em anfibólio e biotita (GKM50)	41
Foto 13-	a) Sienogranitos protomiloníticos do Núcleo Betara, afloramento GKM-89; b) fotomicrografia mostrando concentração de opacos associados a clorita junto à foliação (nicóis paralelos, aum. 40X, afloramento GKM-87)	42
Foto 14-	a) Granodiorito protomilonítico do Núcleo Betara, afloramento GKM-86; fotomicrografias para mesma amostra: b) feldspato intensamente fraturado e sericitizado, nicóis cruzados, aum. 40X; c) quartzo finamente recristalizado na matriz (nicóis cruzados, aum. 40X)	43
Foto 15-	a) e b) Granodiorito milonítico-ultramilonítico apresentando micrólitos (GKM90)	44
Foto 16-	Feldspato microfahado exibindo estrutura em dominó (nicóis cruzados, aum. 40X, GKM-90)	44
Foto 17-	Seqüência de fotografias das rochas de composição quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica, protomiloníticas (a e b), miloníticas (c e d) e miloníticas bandadas (e)	45
Foto 18-	Fotomicrografias (aum. 40X) das rochas quartzo monzoníticas a quartzo monzodioríticas : a) nicóis cruzados, mostrando início da recristalização do feldspato potássico (textura <i>mortar</i>) e sombra de pressão com recristalização de quartzo (GKM15); b) nicóis paralelos, epidoto resultante da alteração dos feldspatos (GKM16)	46
Foto 19-	Fotomicrografia, nicóis cruzados, aum. 40X, mostrando intercalações francamente quartzo-feldspáticas e de minerais máficos (GKM-95) ...	46
Foto 20-	Sienogranitos protomiloníticos: a) GKM-33e b) GKM-35; c) porfiroclasto de microclíneo fraturado e preenchido com quartzo recristalizado (nicóis cruzados, aum. 40X, GKM-35)	47
Foto 21-	Faixa de material milonítico a ultramilonítico observado em meio aos protomilonitos (GKM94)	48
Foto 22-	a) Sienogranito milonítico (GKM-37); Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando: b) estiramento mineral e orientação dos minerais micáceos em níveis preferenciais (GKM-92); c) formas sigmoidais e foliação S-C (GKM37, nicóis cruzados, aum. 40X)	49

Foto 23-	Afloramento GKM93: a) visão geral do afloramento, observar os milonitos na porção superior, e na porção inferior este litotipo com maior grau de cisalhamento (ultramilonitos e filonitos); b) detalhe da porção inferior do afloramento, com níveis do protomilonito em meio à massas filoníticas/ultramiloníticas; c) detalhe de faixa filonítica em meio ao protomilonito, com deformação dútil tardio causando deslocamento; d) detalhe dos milonitos	50
Foto 24-	Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-13 (protomilonitos sienograníticos), onde: a) representantes das frações M(-3), M(-4)A e NM(-4); b) representantes da fração M(-4)B. Luz transmitida	68
Foto 25-	Fotomicrografia de zircões analisados para amostra dos milonitos sienograníticos (GKM-75). Luz refletida	70
Foto 26-	Acima imagens com luz transmitida e abaixo imagens CL de zircões de amostra de sienogranito milonítico (GKM-75)	71
Foto 27-	Afloramento GKM-7, constituído por gnaisses miloníticos. Na foto pode-se observar as três porções selecionadas para os estudos isotópicos, 7A, 7B e 7C	73
Foto 28-	Fotomicrografia de zircões analisados para a porção GKM-7C. Luz transmitida	74
Foto 29-	Imagens em luz transmitida (à esquerda) e CL (à direita) de zircões da amostra GKM-7C	75
Foto 30-	Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra GKM-7B: a) aspecto de uma das frações através de luz refletida; e b) detalhe de alguns grãos em luz transmitida	76
Foto 31-	Imagens em luz transmitida (à esquerda) e CL (à direita) de zircões da amostra GKM-7B	77
Foto 32-	Fotomicrografias de zircões da amostra GKM-7A: a) aspecto de uma fração em luz transmitida; e b) detalhe dos grãos em luz refletida	78
Foto 33-	Acima imagens em luz refletida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-7A	79
Foto 34-	Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-88. Luz transmitida	81
Foto 35-	Acima imagens em luz refletida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-88	82

Foto 36- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico)	84
Foto 37- Acima imagens em luz transmitida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-50	85
Foto 38- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-50B	86
Foto 39- Fotomicrografia de fração de zircões analisados para a amostra GKM-15	89
Foto 40- Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra GKM-35	90
Foto 41- Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra ATUBA-2	94
Foto 42- Imagem CL dos zircões da amostra ATUBA-2, analisados pelo método SHRIMP	96
Foto 43- Imagem CL dos zircões da amostra ATUBA-3, analisados pelo método SHRIMP	98
Foto 44- Fotomicrografias de zircões analisados da amostra ATUBA-1: a) fração observada através de luz transmitida; e b) detalhe através de luz refletida	100
Foto 45- Imagens CL para zircões da amostra Atuba-1	101

Agradecimentos

Durante os anos em que este trabalho foi realizado, convivi com pessoas que contibuíram muito para o meu crescimento profissional.

Inicialmente gostaria de agradecer ao meu orientador Oswaldo Siga Junior, que desempenhou sua função com muito profissionalismo e paciência. Estendo este agradecimento a Miguel Angelo Stipp Basei que através de várias sugestões contribuiu significativamente para este trabalho.

À Sabrina Cunha (Xarope) pela paciência e compreensão, principalmente durante a fase final deste trabalho. Sem o seu apoio não teria conseguido chegar ao fim.

Aos amigos Hécio José dos Prazeres Filho, Cláudia Regina Passarelli (Kaú) e Ossama Mohamed Harara (Turco Loco) pela prestimosa colaboração recebida no decorrer de todo o trabalho.

Aos amigos Werner Weber, Mauro Gerales, Marcelo Altafini, Nolan Maia Dehler, Heloísa Dehler, Glorinha, Agrô, Irena, J. Picanço, Joãozeira, Luise, Marta, Marcelo (Ceará) pelo companheirismo e incentivo para a conclusão deste trabalho.

Entre os funcionários do CPGeo, gostaria de agradecer a Kei Sato, Walter Sprösser, Artur T. Onoe, Solange se Souza, Liliane Petronilho, Vasco Loios, Helen M. Sonoki e Ivone K. Sonoki.

A colaboração dos laboratórios de Química e Plasma ICP-AES e de Fluorescência de Raios X do GMG/IGc-USP na realização das análises litogeoquímicas.

A Reynaldo Peña Castellon pela ajuda com a digitalização e impressão de mapas. Ao João (Raio X) por vários "toques" na área de informática.

Pelas inúmeras discussões e sugestões, que foram de grande importância no decorrer deste trabalho, agradeço a Oswaldo Siga Junior, Miguel Angelo Stipp Basei, José Manoel dos Reis Neto (Hot Spot), Waldecir Janasi, Rômulo Machado, Ian McReath, Kei Sato e Ossama Mohamed Harara.

Às secretárias Ana Paula e Magali (da Pós-Graduação), Nícia, Sônia e Valéria e ao secretário Tadeu, pela atenção e paciência.

Na fase final dos trabalhos, não posso deixar de agradecer ao Mauro, pela tradução para o inglês do abstract, e ao Werner pela imensa ajuda na impressão da Dissertação.

À FAPESP, agradeço a bolsa de Mestrado recebida no período de 08/98 a 10/00 (processo 98/02739-1).

Finalmente gostaria de agradecer aos meus pais Gilberto e Almeri, e aos meus irmãos, Marco, Vanessa e Mateus.

Resumo

O objetivo deste trabalho é apresentar o estudo geocronológico realizado nos terrenos Pré-Cambrianos dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, localizados à norte da cidade de Curitiba, Estado do Paraná.

A literatura relacionada a esses domínios menciona, de modo geral, a predominância de terrenos gnáissicos e gnáissico-migmatíticos posicionados entre as rochas do embasamento e as coberturas metavulcanossedimentares (Faixa de Dobramentos Apiaí). Os dados litológicos, petrográficos, geoquímicos e estruturais permitiram caracterizar a predominância de litotipos graníticos (sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos) e subordinadamente de rochas gnáissico-miloníticas (porção sul do Núcleo Setuva), afetados em diferentes graus por uma deformação de caráter milonítico.

Os dados geocronológicos U-Pb caracterizaram, para a formação desses terrenos, idades Arqueanas (3000-3100 Ma e 2550-2700 Ma), Paleoproterozóicas (2100-2200 Ma, Orogênese Transamazônica; 1700-1800 Ma, Tafrogênese Estateriana) e Neoproterozóicas (~600 Ma, Orogênese Brasileira). A grande maioria dessas rochas tiveram seus protólitos crustais diferenciados do manto superior durante o Arqueano (idades Sm-Nd T_{DM}). Os padrões K-Ar e Ar-Ar indicam que esses terrenos se colocaram à isothermas com temperaturas inferiores a 500°C (anfíbios) e mesmo 300°C (micas) no final do Neoproterozóico.

O padrão estrutural observado relaciona-se a uma tectônica de baixo ângulo com indicadores cinemáticos sugestivos de um transporte de NW para SE (em direção ao Complexo Atuba), afetados por importantes sistemas de cisalhamento transcorrentes (transpressivos) e amplos dobramentos associados. Esta tectônica Neoproterozóica é aqui interpretada como responsável pela colocação desses terrenos em meio às coberturas metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí.

O atual quadro tectônico, estabelecido no final do Neoproterozóico é indicativo de processos de colagens relacionados a formação do Gondwana Ocidental. Tal processo teria se iniciado ao redor de 650-630 Ma (idade atribuída aos complexos Três Córregos e Cunhaporanga). O arco magmático Três Córregos/Cunhaporanga seria gerado nessa época, na borda do Cráton do Paranapanema.

Abstract

The objective of this work is to report the geological studies on the Pre-Cambrian Setuva, Betara and Tigre terrains, located at north of Curitiba, Paraná state. According to the available literature these units are comprised of gneisses and migmatites hosted by metavolcanosedimentary rocks ascribed to the Apiaí mobile belt.

The litologic, petrographic, geochemical and structural data indicated the predominance of granitic rocks (sienogranite, monzogranite, granodiorite, quartz-monzonite and quartz-monzodiorite) and subordinate milonitic rocks.

The geochronological data indicate, for the formation of the granitic units, Archean (3000-3100 Ma), Paleoproterozoic (2100-2200 Ma, Transamazonian Orogen; 1700-1800 Ma Estaterian Taphrogenesis) and Neoproterozoic (~600 Ma, Brazilian Orogen) ages. The majority of the rocks were mantle-derived during the Archean (Sm-Nd ages) and they were affected by thermal event (bellow 500°C) at the end of the Neoproterozoic times.

The structural pattern is correlated to a low-angle tectonic followed by a transpressional strike-slip shear zones, the last given rise to open folding. During this Neoproterozoic metamorphic event the granitic rocks were over-thrust from NW to SE over the older metavolcanosedimentary rocks of the Apiaí mobile belt.

Thus, the actual tectonic configuration was established at the end of Neoproterozoic times during the Occidental Godwana collage. Such a process started about 650-630 Ma when a magmatic arc, responsible for the formation of the Três Córregos and Cunhaporanga granites, developed at the border of the Paranapanema craton.

INTRODUÇÃO

Os terrenos Pré-cambrianos apresentam, de modo geral, grande complexidade geológica, resultante da sobreposição de eventos tectono-metamórficos distintos ocorridos ao longo de sua história evolutiva.

A geocronologia constitui uma poderosa ferramenta no estudo destes terrenos, de natureza policíclica. As técnicas atualmente disponíveis, permitem a obtenção de idades confiáveis relacionadas a diferenciação manto/crosta, formação e resfriamento, bem como de importantes parâmetros petrogenéticos que nos permitem traçar com precisão a história evolutiva destes terrenos.

Este trabalho tem como principal objetivo a aplicação dessas técnicas geocronológicas no estudo das rochas graníticas e gnáissicas pertencentes aos núcleos de embasamento do Setuva, Betara e Tigre, que ocorrem em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí. Embora a geocronologia constitua a principal ferramenta utilizada neste trabalho, estudos petrográficos, geoquímicos e estruturais foram de fundamental importância e precederam as pesquisas isotópicas.

Esses terrenos são há muitas décadas alvo de discussões entre diversos pesquisadores, notadamente quanto à sua posição estratigráfica e evolução tectônica. No decorrer desta dissertação serão apresentados os problemas encontrados e os estudos realizados nestes terrenos, esperando-se que contribuam de modo significativo à evolução geotectônica deste setor.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Os terrenos estudados ocorrem à norte da cidade de Curitiba, Estado do Paraná, nos municípios de Bocaiúva do Sul (Núcleo Setuva), Rio Branco do Sul (Núcleo Betara) e Tunas do Paraná (Núcleo do Tigre).

Esses três núcleos apresentam formas alongadas segundo orientação geral NE-SW, ocupam uma área de cerca de 900 km², estando inseridos nas porções leste da Folha Campo Largo (SG.22-X-C-III), norte da Folha Curitiba

O acesso primário é a rodovia Régis Bittencourt (BR-116), principal ligação entre as cidades de São Paulo e Curitiba. A partir de Curitiba o acesso para cada uma das áreas é diferenciado, conforme mapa de localização (figura 1).

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

BR-476 corta integralmente a porção central deste núcleo, perpendicularmente ao seu eixo maior. Para recobrimento de suas porções adjacentes existe uma razoável malha de estradas vicinais e secundárias.

À nordeste de Tunas do Paraná, cerca de 70 km a norte de Curitiba, ocorrem as rochas granito-miloníticas pertencentes ao Núcleo do Tigre. A partir de Tunas do Paraná o acesso a este núcleo é feito através de estradas vicinais e secundárias (leste desta cidade ou no km 40 da BR-476).

O acesso ao Núcleo Betara é realizado através da Rodovia dos Minérios (PR-092) rumo à cidade de Rio Branco do Sul, distante cerca de 20 km à norte de Curitiba. As ocorrências de rochas granito-miloníticas deste núcleo, tem acesso, principalmente, através de estrada vicinal (rumo SW), que liga a cidade de Rio Branco do Sul às localidades de Itaperussu, Pombas, Meia Lua dos Freitas, Meia Lua da Conceição e Conceição e também à cidade de Bateias. A partir desta estrada principal existem alguns acessos secundários que cortam grande parte dos terrenos pertencentes a este núcleo.

1.2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Este trabalho iniciou-se no ano de 1998, tendo como principal objetivo o estudo geocronológico dos terrenos "granito-gnáissicos" pertencentes aos núcleos Setuva, Betara e Tigre. O desenvolvimento da pesquisa gerou a necessidade de maior controle estrutural, geoquímico e petrográfico, bem como de estudos adicionais, envolvendo o Complexo Atuba (Siga Junior *et al.*, 1995), localizado à sul, numa tentativa de correlação entre esses domínios.

A escolha dessas áreas se deu principalmente devido a escassez de estudos geológicos, notadamente de cunho geocronológico, bem como a ocorrência de rochas graníticas e gnáissicas, favoráveis aos estudos pretendidos.

A proposta inicial contava com maior suporte petrográfico e geoquímico, reduzidos substancialmente em função da restrita ocorrência de litotipos inalterados intempericamente. Os dados geocronológicos iniciais, por outro lado, indicaram um complexo quadro evolutivo destes terrenos, razão pela qual optou-se pela aplicação de novas técnicas isotópicas, implantadas no CPGeo-USP (evaporação de monocristais de zircão no filamento-EMF e Ar-Ar), bem como da utilização de análises SHRIMP, em projeto de cooperação científica com o Dr. Allen

P. Nutman, junto à "Research School of Earth Sciences - Australian National University, Canberra".

O estudo de zircões, envolvendo técnicas convencionais, de monocristais em filamento-EMF e SHRIMP, acoplada a parâmetros obtidos através da catodoluminescência, bem como de luz refletida, foram fundamentais para desvendar o caráter policíclico destes terrenos. O estudo isotópico Sm-Nd forneceu, por outro lado, importantes informações relacionadas à derivação manto/crosta dos protolitos crustais dessas rochas. Esses parâmetros acoplados a estudos termocronológicos (K-Ar e Ar-Ar), permitiram um melhor conhecimento da história evolutiva desses domínios.

O esboço geológico apresentado (anexo 03), retrata documentos pré-existent e as modificações efetuadas são decorrentes de observações de campo, análises geocronológicas, bem como de estudos petrográficos, geoquímicos e estruturais, que constituíram importantes ferramentas desta pesquisa.

1.3. METODOLOGIA

Visando alcançar os objetivos propostos, a pesquisa se desenvolveu em diversas etapas, como listado a seguir:

a) Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico incluiu duas fases importantes:

- uma primeira, relacionada a revisão dos trabalhos existentes na área e adjacências, visando uma familiarização com as idéias de diversos autores quanto à estratigrafia e evolução tectônica deste setor;
- uma segunda, não menos importante, onde efetuou-se uma revisão dos trabalhos relacionados com os métodos utilizados na pesquisa.

b) Atividades de Campo

As etapas de campo realizadas possibilitaram um melhor entendimento das áreas objeto deste estudo. A observação dos diferentes litotipos presentes e estruturação geral destes terrenos, permitiu uma amostragem seletiva destinada à estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Sempre que possível, e principalmente em zonas de cisalhamento, foram coletadas amostras orientadas, visando o estudo cinemático desses terrenos.

c) Estudos Petrográficos

O estudo petrográfico envolveu a confecção de 40 lâminas delgadas, relacionadas principalmente às rochas graníticas pertencentes aos núcleos Setuva, Betara e Tigre, e secundariamente às seqüências metavulcanossedimentares adjacentes, neste caso, com a finalidade de caracterizar o padrão metamórfico dos termos de embasamento e das supracrustais.

d) Estudos Estruturais

Os estudos de campo envolveram, notadamente em afloramentos favoráveis, a coleta de dados estruturais relacionados às foliações presentes, lineações de intersecção, lineações de estiramento mineral, análise de dobramentos e de indicadores cinemáticos.

Esses dados foram plotados em mapa e tratados em estereogramas, utilizando-se do programa StereoNett para este fim.

As observações macroscópicas somaram-se às informações microscópicas (estudo de lâminas orientadas), contribuindo principalmente quanto à cinemática envolvida em zonas de cisalhamento.

e) Estudos Geoquímicos

Foram realizadas um total de 14 análises geoquímicas, envolvendo as rochas graníticas miloníticas dos três núcleos. Para a obtenção do material necessário para estes estudos, procedeu-se da seguinte maneira:

- estudo petrográfico prévio e seleção de amostras pouco alteradas;
- quebra manual em pedaços de aproximadamente 5 cm;
- britagem em um britador de mandíbulas;
- quarteamento e moagem secundária em moinho de bolas (tungstênio).

O material resultante, representativo da rocha como um todo (sistema rocha total) em granulometria inferior a 250 mesh, foi então encaminhado aos laboratórios do IG-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) e traços (Ba, Be, Cl, Co, Cr, Cu, F, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn e Zr), através de ICP-AES e fluorescência de Raio-X. Já os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) foram dosados nos laboratórios da Geosol Lakefield Ltda., através de ICP-AES.

f) Estudos Geocronológicos e Isotópicos

Os estudos geocronológicos compreenderam a realização de um total de 42 determinações radiométricas, distribuídas de acordo com o número de análises e metodologia, da seguinte forma:

- 44 frações de zircões, em 12 amostras através do método U-Pb convencional (ou diluição isotópica);
- 12 determinações através do método Pb-Pb por evaporação de monocristais de zircão em filamento (EMF);
- 2 análises SHRIMP dos migmatitos da Pedreira do Atuba (obtidas através de cooperação científica com o Dr. Allen Nutman, junto à "Research School of Earth Sciences - Australian National University, Camberra");
- 8 análises Sm-Nd (T_{DM}) em rocha total;
- 4 análises K-Ar em minerais (biotitas, muscovitas e anfibólios);
- 4 análises Ar-Ar em minerais (mesmas amostras e minerais analisados pelo método K-Ar).

Uma vez que os estudos geocronológicos constituem o objetivo principal desta pesquisa, um item a parte (capítulo 2) será destinado a descrever os diferentes métodos empregados, bem como o potencial interpretativo dos mesmos.

g) Confecção do Mapa Geológico

O mapa geológico apresentado na escala 1:250.000, retrata principalmente os trabalhos realizados pela CPRM, Projeto Leste do Paraná (1977, na escala 1:100.000, folhas Campo Largo, Curitiba, Cerro Azul e Apiaí) e Folha Curitiba 1:100.000 (Silva *et al.*, 1998), além de Projeto Anta Gorda (JICA, 1982) e Daitx (1994), com algumas modificações advindas desta pesquisa.

h) Confecção da Dissertação

Para a confecção dos mapas foram utilizados os *softwares* AutoCad 14 e Corel Draw versões 7 e 9. As figuras e diagramas apresentados no trabalho foram feitas a partir dos *softwares* Isoplot 2.10, Minpet 2.02, Newpet 93.02.16, Excel 97 e Corel Draw versões 7 e 9. Para redação e diagramação do texto foi utilizado o processador de texto Word 97 for Windows.

OS MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS UTILIZADOS E SEU POTENCIAL INTERPRETATIVO

Este capítulo pretende abordar de maneira sintética os principais métodos de datação utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa, com ênfase à geocronologia U-Pb e Pb-Pb, em zircões, principal ferramenta utilizada. Além da descrição sucinta da rotina analítica, será também apresentado um embasamento teórico relativo a metodologia, principalmente no que se refere ao valor interpretativo da mesma.

2.1. DATAÇÃO DE ZIRCÕES

Trata-se de uma ferramenta que tem permitido a resolução de problemas geológicos complexos, devido principalmente, a excepcional resistência do retículo cristalino dos zircões, com relação a modificações posteriores à sua formação, quer por processos físicos, quer por processos químicos. Numerosos trabalhos sugerem que o zircão pode resistir a processos de fusão parcial, à submersão em magmas quentes e metamorfismo regional, sem perder as informações a respeito de sua idade (Mezger & Krogstad, 1997). Este mineral possui uma “memória” espetacular, podendo reter idades de eventos iniciais, mesmo que apenas em seu núcleo, permitindo a sua utilização para o estudo de terrenos policíclicos. É também um método muito utilizado na datação de deformações polifásicas onde, associados aos dobramentos, tem-se mobilizados neossomáticos com zircões, titanitas e monazitas. Além disso, a resistência a processos intempéricos permite a análise de zircões oriundos de rochas sedimentares.

A metodologia U-Pb em zircões é uma das ferramentas mais utilizadas em geocronologia, pois permite a obtenção de idades precisas, confiáveis, relacionadas a época de cristalização/recristalização desse mineral, sendo aplicada tanto em rochas ígneas como metamórficas (Mezger & Krogstad 1997).

Essa confiabilidade e precisão nas idades U-Pb é fruto de avanços tecnológicos ocorridos principalmente nas duas últimas décadas, que incluem

laboratórios e capelas superlimpas, equipadas com sistemas de pré-filtros e filtros absolutos e pressão positiva, utilização de ácidos superpuros praticamente isentos de Pb, traçador isotópico altamente preciso (no caso o *spike* ^{205}Pb) e espectrômetros de massa com grande sensibilidade. Tais avanços possibilitam a análise, utilizando-se do método convencional, de apenas um cristal de zircão, abradado ou não, ou até mesmo fragmentos de um único cristal.

Além das melhorias analíticas, no caso da metodologia U-Pb convencional (ou diluição isotópica) surgiram outras técnicas para datação de zircões, as quais permitem tratar individualmente cada uma das fases de cristalização ou sobrecrecimento, ou seja, possibilitam fazer análises internas de um único cristal. Entre as principais técnicas, destaca-se a Evaporação de Monocristais de Zircão em Filamento (EMF), Abrasão a Laser ICPMS e SHRIMP.

2.1.1. SEPARAÇÃO MINERAL, DESCRIÇÃO DAS ROTINAS ANALÍTICAS E ESCOLHA DA TÉCNICA ADEQUADA PARA DATAÇÃO DE ZIRCÕES

a) Separação mineral

Alguns critérios são de fundamental importância para a obtenção de idades geologicamente confiáveis, e no caso da metodologia U-Pb em zircões, tem início desde a coleta de amostras. Tratam-se de aspectos relacionados a quantidade de material amostrado (2 a 20 kg, menor para rochas de composição ácida à intermediária), local amostrado (não coletar em diferentes pontos do mesmo afloramento para compor uma única amostra), além de evitar misturas de porções que possam ser geneticamente distintas.

Realizada a amostragem, têm início os trabalhos de concentração e purificação dos zircões, que englobam os seguintes passos:

- a amostra coletada é fragmentada manualmente em pedaços (aproximadamente 5 cm) que permita sua passagem em britador de mandíbulas. Este produz a fragmentação da rocha a uma granulometria inferior a 0,5 cm;
- o material britado é então reduzido a uma granulometria entre 100 e 250 mesh, utilizando-se de moinho de discos e uma bateria de peneiras;
- passagem em mesa concentradora para coleta dos minerais pesados;
- passagem de ímã de mão para retirada dos minerais intensamente magnéticos;

- o concentrado obtido é então processado utilizando-se de um separador eletromagnético tipo Frantz, à 0,5 A, com inclinações frontal de 20° e lateral de 10° para eliminar os minerais magnéticos nas condições programadas (magnetitas, biotitas, anfibólios e piroxênios);
- tratamento com líquidos densos Bromofórmio ($d=2,85 \text{ g/cm}^3$) e Iodeto de Metileno ($d=3,2 \text{ g/cm}^3$) da porção não magnética (onde se concentra o zircão);
- tratamento com ácidos (HNO_3 e HCl) do material com densidade superior a 3,2 com a finalidade de eliminar sulfetos e apatitas;
- o concentrado obtido é novamente processado em separador eletromagnético tipo Frantz a 1,0 A, com inclinações frontal de 20° e lateral de 10° (zircão se concentra na fração não magnética);
- ainda utilizando-se do separador eletromagnético tipo Frantz, realiza-se um reprocessamento da amostra através de uma técnica denominada *split*. Consiste em manter constantes a amperagem (1,5 A) e a inclinação frontal (10°), modificando-se gradativamente as inclinações laterais (10°, 8°, 6°, ...), obtendo-se as frações (M10, M8, M6, ...) com diferentes susceptibilidades magnéticas (a tiltes de 10, 8, 6, ...). Tal procedimento tem por objetivo a obtenção de concentrados de zircões com diferentes susceptibilidades magnéticas (e possivelmente diferentes relações U/Pb).

A partir desta etapa a escolha da metodologia a ser adotada é função de uma análise minuciosa dos zircões selecionados, utilizando-se de observações petrográficas, em lupa binocular, e principalmente de imagens obtidas através de luz transmitida e técnica de catodoluminescência (CL).

b) A Escolha da Técnica Adequada Para o Estudo Geocronológico de Zircões

Perturbações, tais como difusão, metamictização, recristalização etc., que ocasionam modificações na composição isotópica do mineral, no caso o zircão, podem resultar em idades sem significado geológico.

O método convencional deve ser utilizado em cristais que envolvam preferencialmente uma única fase de cristalização, ígnea ou metamórfica, podendo excepcionalmente ser aplicado a zircões que apresentem uma fase adicional de sobrecrecimento.

Isto se deve ao tratamento dos dados, efetuados em diagramas do tipo Concórdia, ou mesmo Tera-Wasserburg, plano-linear, de difícil interpretação no caso

de zircões zonados, de natureza policíclica. Os pontos analíticos podem se distribuir num polígono de crise, com interceptos em idades sem qualquer significado geológico. Numa tentativa de minimizar tal problemática, análises de fragmentos de cristais ou de cristais abradados podem ser realizadas, contando com estudos adicionais através de técnicas de catodoluminescência (CL) e de luz transmitida.

O EMF (análise apenas dos isótopos de Pb), por outro lado, permite a obtenção de idades relativamente precisas, quando os cristais de zircões analisados refletem uma única fase de cristalização ou recristalização metamórfica, de preferência bastante antiga (Arqueanas ou Paleoproterozóicas). No caso de sobrecrecimentos relativamente concêntricos e expressivos a nível de cristal, as respostas podem ser significativas, uma vez que o procedimento de análise envolve a evaporação do zircão, de sua borda para o centro. O resultado final é caracterizado através de patamares de idades onde os erros envolvidos são relativamente elevados.

A técnica SHRIMP permite a análise conjunta e pontual (em um campo de cerca de 25 μ) dos isótopos de U e Pb de cristais de zircões previamente selecionados, resultando em idades bastante precisas. Com esta técnica é possível datar sobrecrecimentos não concêntricos e de pequenas dimensões, diferentemente do EMF.

c) Método U-Pb Convencional (Diluição Isotópica)

Nesta metodologia cada fração (preferencialmente as menos magnéticas) é cuidadosamente examinada em lupa binocular, onde é realizada a seleção e limpeza final dos concentrados de zircões. É comum, em lugar de se limpar o concentrado de zircões, realizar uma escolha destes ("hand picking") até atingir-se a quantidade necessária. Nesta fase os zircões podem sofrer abrasão mecânica através de um sistema que envolve ar comprimido e pirlita para eliminação das porções mais externas (alterações) ou mesmo atingir-se as porções mais internas (controle através de imagens obtidas pela técnica de CL). Informações relacionadas a implantação dessa metodologia no CPGeo-USP, envolvendo a utilização dos isótopos de U e Pb, bem como procedimentos químicos e espectrométricos, encontram-se publicados em Basei *et al.* (1995).

O CPGeo-USP utiliza atualmente, no ataque químico, de cerca de 50 μ g de zircões (cada população). Estes são após limpeza prévia (ultra som, HNO₃ e H₂O

MQ), colocados com HF, HCl e *spike* (^{205}Pb) em microbombas de teflon, acondicionadas em estrutura de aço e levadas a uma estufa, onde permanecem a temperaturas da ordem de 200°C por cerca de 4 dias. Antes da deposição sobre os filamentos do espectrômetro de massa, o Pb, bem como o U, são separados entre si e das demais impurezas através da passagem em colunas contendo resinas de trocas aniônicas (AG-1-X-8, 200 a 400 mesh). Este procedimento segue com algumas modificações as técnicas sugeridas por Krogh (1973). O concentrado final é então analisado em espectrômetro de massa (Finnigan MAT 262, termoiônico com 5 coletores [taças de Faraday] e com um detector Daly). Neste equipamento podem ser colocadas até 16 amostras que são analisadas de forma automática ou de forma semi-automática.

d) EMF

A técnica de evaporação de zircão diretamente em filamento do espectrômetro de massa encontra-se atualmente em desenvolvimento no CPGeo-USP (Sato, *et al.*, 2001, inédito). Utiliza-se de um equipamento acoplado a uma lupa (desenvolvido pelo pesquisador Kei Sato) que facilita o aprisionamento do zircão no filamento do espectrômetro. Esta técnica necessita de zircões com dimensões favoráveis, sendo de fundamental importância estudos prévios envolvendo CL e luz transmitida.

O cristal de zircão é então aprisionado a um filamento (com a porção central em forma de canoa), que é aquecido gradativamente, até a obtenção de patamares bem característicos, relacionados às relações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, para definição da(s) idade(s).

Este procedimento não permite a obtenção dos teores de Pb e de U e consequentemente das relações U/Pb, sendo utilizado somente para obtenção das relações isotópicas de Pb. Permite, em muitos casos, determinar idades relacionadas à época de cristalização dos zircões, e mesmo de possíveis heranças isotópicas presentes. Trata-se de um método pioneiro no CPGeo-USP, utilizado com bastante sucesso na pesquisa ora desenvolvida.

e) SHRIMP

O método SHRIMP requer uma pré-seleção manual (em lupa binocular) de alguns (10 a 20) cristais de zircões presentes na rocha. Os cristais selecionados

são então fixados em uma lâmina com resina epóxi, que passa após secagem, por processo de abrasão, para o desgaste dos grãos. Através de análises de imagens de CL e luz transmitida, são selecionados os cristais de zircões a serem analisados através da técnica SHRIMP (zircões menos perturbados por processos metamórficos).

Esta técnica utiliza de um feixe de oxigênio e de padrões específicos, permitindo análises pontuais (em um campo de aproximadamente 25 μ), envolvendo núcleos e sobrecrecimentos de até mesmo um único cristal de zircão. Trata-se de uma ferramenta extremamente precisa, ideal no estudo de terrenos policíclicos ou mesmo polifásicos. Os dados aqui obtidos através da técnica SHRIMP, foram realizados através de cooperação científica com o Dr. Allen P. Nutman, nos laboratórios da Austrália, sendo as etapas iniciais de preparação das amostras realizadas nos laboratórios da USP.

2.1.2. ASPECTOS TEÓRICOS: INTERPRETAÇÃO DE IDADES U-Pb EM ZIRCÕES

Teoricamente a metodologia U-Pb poderia ser utilizada em qualquer sistema rico em U, ou seja, todo material que tenha U suficiente para permitir a formação de quantidade de Pb radiogênico possível de ser medida e que, ao mesmo tempo, incorpore apenas pequena quantidade de Pb de outra origem que não produto da desintegração do elemento radioativo.

Os zircões são os minerais preferidos, pois, além de serem encontrados em quase todas as rochas, desde composições ácidas até básicas, apresentam riqueza em U e incompatibilidade geoquímica com o Pb, sendo este, quase em sua totalidade, de origem radiogênica. Os zircões além de apresentarem grande resistência aos agentes intempéricos, apresentam, em muitos casos, grande estabilidade no tocante as variações das condições físico-químicas, podendo preservar idades antigas, mesmo em rochas submetidas a episódios metamórficos de grande intensidade, capazes de rejuvenescer completamente outros cronômetros radiométricos. Além do zircão, a monazita, a titanita e a badeleyta são também procurados pelos geocronólogos por representarem excelentes cronômetros radiométricos.

O U possui dois isótopos principais, o ^{235}U (decaimento para ^{207}Pb) e o ^{238}U (decaimento para ^{206}Pb), com diferentes meias-vidas. As meia-vidas e as

constantes de desintegração dos isótopos radioativos de U são as seguintes (Steiger & Jäger, 1978):

- $^{235}\text{U} - T_{1/2} = 0,7038 \times 10^9$ anos e $\lambda (1) = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$
- $^{238}\text{U} - T_{1/2} = 4,468 \times 10^9$ anos e $\lambda (2) = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$

Através destas duas séries de decaimento podemos então estabelecer três cronômetros:

- os dois primeiros, decorrentes das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (pais-filhos);
- o terceiro, resultante da combinação dos dois sistemas acima referidos, a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (filho-filho).

Utilizando-se dos três sistemas radiométricos independentes é possível estabelecer se o cronômetro U-Pb permaneceu como um sistema fechado (as três razões apresentam a mesma idade) ou aberto (as três razões apresentam idades discordantes).

Mesmo que o procedimento efetuado tenha sido analiticamente correto e preciso, os resultados obtidos só terão significado geológico se algumas premissas forem respeitadas: correção do Pb inicial; equilíbrio radioativo ter sido mantido; o sistema ter permanecido fechado.

Com a utilização dos três sistemas radiométricos percebeu-se que, na maioria dos casos, os valores de idades obtidas em cada um deles eram diferentes entre si. Tais discrepâncias nas idades foram atribuídas a fenômenos de metamictização, isto é, centros radioativos de U e Th que, atuantes num certo período de tempo, provocariam a destruição gradativa do retículo cristalino dos zircões, permitindo a difusão do Pb.

Aos trabalhos de Ahrens (1955) e posteriormente a Wetherill (1956) deve-se o conceito de curva "Concórdia" (figura 2), que representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtida pelos dois cronômetros $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e, por conseguinte, também do par $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Desde que um ponto analítico não esteja situado sobre a curva Concórdia, as três idades deixam de ser iguais. Os resultados fornecidos pelos cronômetros separadamente são diferentes, tendo-se então uma discordância. A reta que contém os diferentes pontos discordantes recebe o nome de "Discórdia".

O intercepto superior da reta Discórdia sobre a curva Concórdia caracteriza a época de cristalização dos zircões. Para o intercepto inferior existem

interpretações que o relacionam a perdas episódicas (a perda de Pb estaria vinculada a um episódio tectônico e, portanto, o valor encontrado teria significado geológico) ou então, a uma perda contínua (difusão contínua, com idades obtidas sem significado geológico).

Figura 2- Diagrama Concórdia hipotético, mostrando os pontos analíticos posicionando-se segundo a reta Discórdia.

Outro diagrama bastante utilizado refere-se ao de Tera-Wasserburg, matematicamente equivalente ao diagrama concórdia convencional. Este diagrama possui algumas vantagens de visualização, entretanto, devido aos erros nos valores X e Y serem geralmente menos correlacionados do que no diagrama concórdia convencional, então a dispersão relativa das suas elipses de erro é mais aparente (visualmente). É bastante utilizado para idades relativamente jovens, uma vez que sua geometria permite uma boa visualização destas. Uma desvantagem do diagrama Tera-Wasserburg é a dificuldade de mostrar dados com uma grande gama de idades U-Pb, por exemplo, de 100 Ma a 2700 Ma.

Trabalhos recentes, a exemplo de Lee *et al.* (1997), sugerem que a temperatura de fechamento do sistema isotópico em zircões pode atingir cerca de 900°C. Tais temperaturas, superiores à de fusões graníticas (comumente entre 700 e 850°C), explicaria a ampla gama de zircões com heranças pré-magmáticas,

preservadas em granitos, bem como de heranças em zircões submetidos a extensos períodos de metamorfismo de alto grau e fusão parcial dos protólitos.

Watson & Harrison (1983) demonstraram que em líquidos magmáticos onde o Zr é insuficiente para saturação do zircão, há o consumo de todo o zircão presente no seu protólito, sendo os mesmos ígneos na rocha. Mas, no caso de fusões silicáticas com teores de Zr suficientes para saturação do zircão, o líquido pode preservar porções residuais deste mineral do seu protólito, acarretando a geração de sobrecrecimentos.

Esse fator pode ser levado em conta não apenas na geração de magmas, mas também nos casos de fusão parcial (em migmatitos), onde o líquido ou fundido apresentará zircões ou não, e os mesmos possuirão heranças ou não, em função do teor de Zr presente na fusão.

2.2. SISTEMÁTICA ISOTÓPICA Sm-Nd

Neste método, o material utilizado nos procedimentos químicos para concentração dos isótopos de Sm e Nd é a rocha total. A rocha é reduzida a uma granulometria inferior a 200 mesh, passando então pela mesma rotina utilizada na preparação de amostras para análises geoquímicas.

O procedimento químico é realizado em três principais etapas. A primeira relativa a dissolução da amostra e as seguintes na separação dos elementos, que é realizada em colunas com resina catiônica e colunas de pó de teflon.

A dissolução da amostra é realizada em cadinho "savilex" com HNO_3 e HF, seguida da utilização de HCl 6.2N e 2.5N, para eliminação de resíduos. A solução final é então processada na primeira coluna, com resina catiônica, onde utiliza-se H_2O e HCl com diferentes normalidades para separação dos ETR dos demais elementos químicos. A solução obtida neste passo é submetida um processo de secagem, e então processada na coluna de pó de teflon, onde são coletados o Nd e o Sm com a utilização de HCl 0.26N e 0.55N respectivamente.

Informações detalhadas relacionadas a implantação dessa metodologia no CPGeo-USP, envolvendo a utilização dos isótopos de Nd, bem como procedimentos químicos e espectrométricos encontram-se publicadas em Sato *et al.* (1994).

O desenvolvimento do método Sm-Nd em materiais terrestres iniciou-se na década de 1970, a partir de estudos de meteoritos e rochas lunares (Lugmair *et al.*, 1975; Nakamura *et al.*, 1976). Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos e de suas características geoquímicas no manto superior e na crosta continental, a sistemática Sm-Nd tem se mostrado uma importante ferramenta para os estudos de evolução crustal.

O Sm e o Nd são dois elementos do grupo dos Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos, e com a mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos. Este fato resulta em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 entre os diversos minerais e rochas. Como os ETR têm uma forte densidade de carga (3+) e um número atômico elevado (57 a 71), não se difundem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade desses elementos, em escala de rocha total. Por outro lado, a nível mineral, ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neoformadas, durante os processos de recristalização metamórfica (Faure, 1986; De Paolo, 1988).

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as allanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, scheelita, ocorre enriquecimento dos ETR. Quando o sistema rocha total é enriquecido nesses minerais acessórios pode ocorrer o fracionamento de Sm e de Nd, modificando substancialmente a razão original Sm-Nd (Pimentel & Charnley, 1991).

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar ao observado através de isócronas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões. A vantagem na aplicação do método Sm-Nd se deve a pouca mobilidade desses elementos em escala de rocha total. O sistema Sm-Nd dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos (De Paolo, 1988). Acrescente-se que as razões Sm-Nd são normalmente mais elevadas em rochas ultramáficas, permitindo a aplicação do método isocrônico, que dificilmente seria conseguido por outra metodologia. Entretanto, para tais rochas, as concentrações de Sm e de Nd são muito baixas, na maioria dos casos, inferiores a 4ppm.

O fato da razão Sm-Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular idades denominadas modelo, interpretadas como da época em que os precursores crustais (protólitos) se diferenciaram do manto superior. Os modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior, envolvem principalmente a evolução dos condritos (CHUR – Reservatório Condritico) e manto empobrecido (DM – Depleted Mantle). Este último modelo admite processos envolvendo fracionamento, resultando em manto residual, enriquecido na relação Sm-Nd e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes. A existência de mistura de magmas na formação de rochas podem levar a obtenção de idades Sm-Nd híbridas e sem significado geológico (Arndt & Goldstein, 1987).

A comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra, e do reservatório condritico (CHUR), para a época de formação da rocha ou mesmo para o período atual, possibilita a utilização dos isótopos de Nd como indicadores petrogenéticos. Tal parâmetro, denominado ϵ_{Nd} , indica fonte mantélica, quando maior ou igual a zero e, contribuição crustal, quando negativo.

As constantes utilizadas no cálculo das idades foram as seguintes (Michard *et al.*, 1985):

- $\lambda_{147} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$
- $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 \text{ CHUR} = 0,512638 \quad \text{DM} = 0,513114$
- $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0 \text{ CHUR} = 0,1967 \quad \text{DM} = 0,222$

2.3. MÉTODO K-Ar e Ar-Ar

a) Separação Mineral

Para obtenção de micas e anfibólios, principais minerais utilizados nas datações K-Ar e Ar-Ar, deve-se realizar a seguinte rotina:

- fragmentação manual da rocha em pedaços de cerca de 5 cm, que permitam sua passagem em britador de mandíbulas, onde a granulometria da rocha será reduzida a frações inferiores a 0,5 cm
- moagem do material em moinho de disco e concomitante peneiramento para concentração do material em intervalo granulométrico adequado, no qual os minerais pretendidos (micas e anfibólios) apresentem-se completamente liberados dos demais, bem como de possíveis inclusões;

Os passos seguintes dependem dos minerais presentes na rocha, e incluem:

- separador eletromagnético tipo Frantz;
- placa vibratória;
- líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno);
- catação manual em lupa binocular.

A confiabilidade dos dados obtidos depende da pureza dos minerais analisados e no caso da metodologia Ar-Ar é recomendada frações granulométricas maiores, entre 60 e 100 mesh. Com os minerais desejados em mãos, as rotinas para as metodologias Ar-Ar e K-Ar se diferenciam.

b) Método K-Ar

O procedimento para a obtenção dos valores de K e Ar são realizadas separadamente neste método.

Para as análises de K o material a ser analisado (micas ou anfibólios) é pesado em quantidade determinada, em função da porcentagem desse elemento no mineral. É realizado o ataque químico das amostras, seguindo os padrões laboratoriais convencionais, e o K quantificado através de fotômetro de chamas, Micronal modelo B-262. As análises de K são realizadas sempre em duplicatas.

A extração do Ar é realizada em unidades de ultra vácuo, sob pressões inferiores a 10^{-7} mmHg, e purificado em fornos de cobre e titânio. Sua quantificação é feita em espectrômetro de massa fonte gasosa, utilizando-se *spike* ^{38}Ar enriquecido.

Para o cálculo das idades, realizado em computador, utilizou-se as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1978):

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{K}} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} = 295,5$$

$$^{40}\text{K} = 0,01167\% \text{ K}_{\text{total}}$$

c) Método Ar-Ar

A metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar , recém implantada no CPGeo-USP, é relativamente similar a do K-Ar convencional, diferenciando-se por não haver a necessidade de se obter medidas de K na amostra em estudo. As determinações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são efetuadas dosando-se o ^{40}Ar radiogênico, resultante da desintegração do ^{40}K ao longo da vida da amostra, e o ^{39}Ar produzido artificialmente a partir do ^{39}K

por irradiação em reator nuclear com neutrons rápidos. Após irradiada, a amostra deve ficar estocada durante 2 a 3 semanas para que se “esfrie”, isto é, para que a radiação emitida caia a um níveis toleráveis. Alguns grãos são então montados sob um suporte adequado, e a extração do Ar é realizada sob ultra-alto vácuo com feixe de raios laser focalizado com a ajuda de um microscópio. As razões medidas geram patamares de idades, que podem ser constantes (no caso de minerais não perturbados) ou apresentar um espectro irregular (no caso de minerais que sofreram algum tipo de perturbação).

Informações adicionais relativa a metodologia Ar-Ar podem ser obtidas em Mc Dougall & Harrison (1988), Kawashita & Torquato (1999) e Renne (2000).

d) Aspectos Teóricos

O Ar, na qualidade de gás nobre encontra-se preso mecanicamente ao retículo cristalino dos minerais, tornando-se susceptível a migrações por simples excitação térmica. A temperatura crítica para a retenção de Ar parece representar na verdade, um intervalo muito restrito (de alguns poucos graus) em que se passa de uma situação de perda completa (acima da temperatura crítica). para uma situação de retenção completa (abaixo da temperatura crítica). Os limites críticos variam, de mineral para mineral, sendo por exemplo da ordem de 450-500°C em anfibólios e da ordem de 250-300°C em micas (Faure, 1986).

O padrão de idades aparentes K-Ar indica tão somente épocas relacionadas ao resfriamento regional, consideradas mínimas, e que podem ser muito mais jovens que os episódios reais de cristalização magmática ou recristalização metamórfica que deram origem às paragêneses minerais observadas.

Em áreas policíclicas, por outro lado, pode ocorrer uma degaseificação incompleta de Ar, sendo os resultados obtidos nestes casos superiores aos de resfriamento regional e, sem significado geológico. Ou seja, os minerais não se comportaram como um sistema químico absolutamente fechado para o Ar e K desde sua formação.

A metodologia Ar-Ar permite de modo bastante eficaz contornar alguns efeitos de ordem analítica que afetam o método convencional. Assim, por exemplo, um dos graves problemas do método K-Ar, o da análise ser efetuada em frações distintas da mesma amostra para determinação do K e do Ar, desaparece com esta técnica. Ambos os elementos são medidos na mesma fração ou cristal a analisar,

além disso, depois do tratamento que o mineral é submetido, só se medem as razões isotópicas de Ar, eliminando, deste modo, os possíveis erros nas determinações das concentrações individuais de Ar e de K (Kawashita & Torquato, 1999).

Através da metodologia Ar-Ar é possível também inferir questões relativas à perda de Ar radiogênico, presença de Ar estranho no sistema, composição isotópica inicial, bem como se a amostra permaneceu como um sistema químico fechado, tanto para o Ar como para o K, desde sua cristalização inicial (Kawashita & Torquato, 1999).

2.4. A IMPORTÂNCIA DA APLICAÇÃO CONJUNTA DOS MÉTODOS RADIOMÉTRICOS

As discussões metodológicas, relacionadas a cada um dos métodos geocronológicos aplicados neste trabalho (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, K-Ar e Ar-Ar) deixam claro, que individualmente tratam-se de importantes ferramentas, com distintos valores interpretativos. A compreensão da evolução geológica de um determinado segmento crustal só é possível quando o estudo geocronológico é efetuado de maneira criteriosa, acoplado a estudos petrográficos e geoquímicos e envolvendo distintas metodologias. Épocas relacionadas a derivação do manto superior de protólitos crustais das rochas atualmente expostas podem ser obtidas através da sistemática Sm-Nd (idades modelo T_{DM} e T_{CHUR}). Um importante parâmetro petrogenético refere-se ao ϵ_{Nd} , indicativo de maior ou menor tempo de residência crustal das rochas analisadas. Épocas relacionadas a formação de rochas podem ser obtidas através das sistemáticas U-Pb e Pb-Pb, notadamente em zircões, muitas vezes, portadores de heranças isotópicas, fundamentais na reconstituição da história geológica regional. O resfriamento regional, relacionado a colocação dos terrenos à isothermas superiores (temperaturas inferiores) à 550-500°C (anfíbios) e 300-250°C (micas) é possível quando se utiliza das metodologias K-Ar e Ar-Ar.

Observa-se, portanto, que a utilização conjunta de diferentes metodologias isotópicas permite, quando acopladas a estudos petrográficos e geoquímicos, um melhor conhecimento do quadro geotectônico regional.

SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

Numa tentativa de melhor caracterizar os estudos geológicos locais e o quadro evolutivo regional, abordaremos este capítulo em três itens principais. O primeiro refere-se a uma síntese dos trabalhos realizados no Pré-Cambriano Paranaense, com ênfase aos da área de estudo. O segundo enfoca os trabalhos de cunho tectônico, envolvendo os principais modelos evolutivos propostos para a região. O terceiro, relaciona-se a um breve levantamento dos dados geocronológicos disponíveis para o embasamento presente na região, representado pelo Complexo Atuba.

3.1. UM BREVE HISTÓRICO DOS TRABALHOS REALIZADOS NO PRÉ-CAMBRIANO PARANAENSE

a) O Início dos Trabalhos no Pré-Cambriano Paranaense

Apesar do interesse nos terrenos Pré-Cambrianos do Paraná remontar ao período colonial, função do conhecimento de diversas ocorrências minerais, a primeira fase de trabalhos geológicos de cunho científico teve início somente a partir da segunda metade do século XIX. Tratam-se de pesquisas que tem como principal enfoque o reconhecimento e o mapeamento regional destes terrenos, sem uma efetiva preocupação com a estratigrafia.

Os trabalhos pioneiros referem-se a Derby (1878), que caracterizou dois pacotes rochosos distintos, os quais denominou de séries "Não Cristalofílicas" (Arqueano) e "Cristalofílicas" (Cambriano ao Siluriano Inferior).

Oliveira (1927) foi o primeiro a apresentar um mapa geológico regional (escala 1:1.000.000) e a descrever as rochas metassedimentares do primeiro planalto paranaense. Designou de "Série Assunguy" aos pacotes constituídos por xistos argilosos, quartzitos e calcários, e lhes atribuiu idade Ordoviciano.

Carvalho e Pinto (1937) no seu "Reconhecimento Geológico da Série Açunguy", admitiram esforços tangenciais de direção norte-sul, responsáveis pelos largos anticlinais e sinclinais presentes, sem contudo originar dobras invertidas.

Fazem também referências a ocorrência de micaxistos que julgam pertencentes a terrenos mais antigos que o Grupo Açungui, bem como a granitos intrusivos e a filitos grafitosos.

Oliveira e Leonardos (1943), sugerem para Seqüência Açungui uma deposição em mar relativamente profundo, atribuindo idade Algonquiana para esta Série. Mencionam ainda um padrão de dobramentos com eixos de direção nordeste para as rochas gnáissicas presentes na região. Maack (1947) reestudando a "Série Açungui", coloca-a no Eo-algonquiano, englobando nesta série rochas metassedimentares epimetamórficas como filitos, micaxistos, clorita-xistos, talcoxistos, incluindo extensas lentes de calcário e calcários dolomíticos, camadas esparsas de quartzitos puros e quartzitos com minério de ferro sedimentar. Inclui na Série Açungui os gnaisses de injeção, que se refere como mais recentes.

Acrescente-se, que em termos de província mineral, a região do Vale do Ribeira é considerada uma das mais promissoras do sul-sudeste brasileiro, face ao seu grande número de depósitos e ocorrências de diversos bens minerais (jazidas de chumbo-prata, ouro e cobre, expressivos depósitos de rochas carbonáticas, fluorita, barita, calcita, esfalerita, cassiterita, wollastonita, scheelita e rochas ornamentais).

b) As Primeiras Divisões da "Série" Açungui e o Aparecimento da Formação Setuva

Bigarella e Salamuni (1956) individualizaram no pré cambriano paranaense duas formações separadas por discordância angular. Atribuíram à mais antiga a denominação de Formação Setuva, interpretada como unidade basal do Grupo Açungui, representada principalmente por sericita quartzitos, filitos e gnaisses, aflorantes no morro homônimo (4 km a leste de Rio Branco do Sul). Segundo os autores, tais rochas distribuem-se estruturalmente no núcleo de um grande anticlinal com eixo mergulhando para sudoeste. Discordância angular e metamórfica foi caracterizada entre esse conjunto e as rochas sobrepostas (Formação Capiçu). Os mesmos autores, Bigarella e Salamuni (1967), julgando inadequado a utilização do termo Série Açungui, propõem a denominação de Grupo Açungui.

Marini *et al.* (1967) concordam com a proposição de Bigarella e Salamuni, incluindo a Formação Setuva na porção basal do Grupo Açungui, referindo-se a quatro locais de ocorrência desta Formação (Anticlinal do Setuva,

Morro Betara e duas a nordeste de Tunas/região da Antiforma da Anta Gorda). Fuck *et al.* (1969) acrescentam ao novo mapa geológico da parte pré-Devoniana do Estado do Paraná, as ocorrências da Formação Setuva delineadas como gnaisses e micaxistos.

c) As Diversas Propostas para a Estratigrafia do Grupo Açungui

Marini (1970) propõe uma nova subdivisão estratigráfica para o Grupo Açungui, onde a Formação Setuva é retirada do mesmo. Justifica, em função de padrões geológicos distintos, dentre os quais podemos destacar, a discordância angular, a brusca mudança do grau de metamorfismo, e diferenças nas direções dos eixos de dobras existentes entre as rochas da Formação Setuva e da Formação Capiu.

A partir da década de 70, várias foram as propostas estratigráficas do Pré-Cambriano paranaense, incluindo a adição ou retirada de formações, modificações no empilhamento e nos limites, atingindo dezenas de colunas para a região, sintetizadas em Fassbinder (1990), Fiori (1990), Hasui (1986), Campanha (1991) dentre outras.

Daitx (1996) destaca que se por um lado o quadro estratigráfico dos terrenos Pré-Cambrianos do leste paranaense e sul paulista é bastante polêmico, por outro, existe consenso quase generalizado quanto aos quatro grande segmentos existentes. Os trabalhos de síntese e integração geológica em escala regional (Kaefer & Algarte, 1972; Batolla Jr. *et al.*, 1981; Biondi, 1983; Chiodi Filho, 1984; Hasui, 1986; Soares, 1987; Campanha *et al.*, 1987; Biondi *et al.*, 1989; Hasui *et al.*, 1989; Campanha, 1991; Daitx, 1985 e 1996), caracterizam nesse quadro estratigráfico, os terrenos gnáissico-migmatíticos (à sul), as seqüências vulcanossedimentares (Setuva, Água Clara, Turvo-Cajati, Perau e Abapã), as seqüências sedimentares (Iporanga, Itaiacoca, Capiu, Votuverava, Antinha e Lageado) e os complexos granitóides gnaissificados (Cunhaporanga, Três Córregos, Agudos Grandes, Apiaí-Mirim ?), além de corpos graníticos intrusivos.

Dentre os trabalhos de mapeamento geológico de cunho regional, incluem-se: Comissão da Carta Geológica do Paraná; Projeto Ribeira; Projeto Sudeste do Estado de São Paulo; Projeto Leste do Paraná; Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira; Projeto Anta Gorda; e no âmbito das Jazidas Canoas e Perau o de Daitx (1996).

Destacaremos, a seguir, os trabalhos referentes à Formação Setuva e Complexo Pré Setuva, relacionados diretamente à área desta pesquisa.

d) A Formação Setuva e o Complexo Pré-Setuva

Ebert *et al.* (1971) mencionam ser duvidosa a posição dos mica-xistos junto à Formação Setuva, conforme proposta de Bigarella e Salamuni (1956 e 1967), e as atribui ao Grupo Açungui, já que estes possuem a mesma composição mineralógica dos filitos da Formação Capiru, distinguindo-se apenas por apresentarem granulação mais grossa. A Formação Setuva para Ebert *et al.* (*op cit.*), restringe-se aos paragnaisses (escuros e finos) e ortognaisses (granodioritos milonitizados). Os autores referem-se ainda a presença de “granitos Setuva” (ortognaisses) intrusivos nos paragnaisses pré-fase de deformação principal, identificada também nas formações Capiru e Setuva. Distinguem as duas formações, principalmente devido ao grau de metamorfismo (epizona superior no Capiru e epizona inferior no Setuva). Os mica-xistos foram interpretados como uma possível transição metamórfica entre as formações Setuva e Capiru.

Ebert (1971), ao descrever a seção do Rio Santana, região da Antiforma do Setuva, refere-se a dois grupos de rochas nitidamente diferentes: os gnaisses e os xistos, incluindo um espesso pacote basal de quartzitos. Ao pacote gnáissico, atribuiu a denominação informal de “gnaisses pré-Setuva”, incluindo ortognaisses, em sua porção basal, e paragnaisses, no topo.

A tendência geral dos trabalhos mais recentes segue a proposta de Ebert (1971), excluindo as rochas gnáissicas da Formação Setuva, e referindo-se a elas genericamente como “unidade pré-Setuva”.

Posteriormente, Schöll *et al.* (1980), descreveu na mesma região da Antiforma do Setuva, uma unidade inferior composta por migmatitos e granitos de anatexia e uma unidade superior composta de paragnaisses, adotando para as mesmas a denominação de pré-Setuva, na categoria de “Complexo”. Schöll *et al.* (1982) estendem a denominação de Complexo Pré-Setuva para as rochas gnáissico migmatíticas que compõem o embasamento da Formação Setuva no setor setentrional de Curitiba. Caracterizam, adicionalmente, duas fases de migmatização para este conjunto de rochas, fato que consideram importante na distinção do Complexo Pré-Setuva e da Formação Setuva.

As propostas de subdivisão, incluindo as denominações de cunho litoestratigráfico, relacionadas a área da Antiforma do Setuva seguiram a cartografia geológica da área da Megantiforma da Serra do Cadeado, iniciado com Marini *et al.* (1967). O conjunto litológico aflorante no interior das antiformas Anta-Gorda, Água Clara e Perau, foi considerado por Ebert (1987), Ebert *et al.* (1989) e Ebert & Müller (1989) como uma porção da infraestrutura gnáissico-migmatítica. De acordo com Takahashi *et al.* (1981) e Ebert (1987) as rochas gnáissicas, gnáissico-xistosas e anfibolíticas predominam no topo dessa unidade, compondo um pacote de prováveis paragneisses, em grande parte, intensamente deformadas e imbricadas com os quartzitos inferiores do Complexo Perau, com as quais apresentam, via de regra, contatos tectônicos concordantes. Em direção ao núcleo das antiformas passam a predominar gnaisses ocelares, graníticos a granodioríticos e migmatitos bandados, representando possíveis rochas ortoderivadas (Ebert, 1987), embora Takahashi *et al.* (1981), JICA/MMAJ (1982) e Lopes (1983) tenham considerado todo o conjunto como paragneisses. Daitx (1996) denomina informalmente as rochas xistosas e gnáissicas ricas em micas e feldspatos, que ocorrem junto a porção média do vale do Ribeirão Canoas como constituindo um pacote de provável origem sedimentar, denominado Paragneisses Canoas (Unidade A).

e) A Expansão das Áreas de Afloramento do Complexo Pré-Setuva

Popp *et al.* (1979), em estudos realizados na região do Núcleo Betara, elevam a Formação Setuva à categoria de Grupo, reconhecendo duas formações, a Formação Meia Lua, representada por gnaisses, e a Formação Betara, que inclui os quartzitos e mica-xistos.

Os trabalhos geológicos realizados pela CPRM (1981), nesta região, consideram as rochas gnáissicas (orto e paragneisses) aflorantes na Antiforma do Setuva, Anticlinório da Anta Gorda, e no alto estrutural da região do Ribeirão Meia Lua e do Rio Capivara como membro basal do Grupo Setuva. Uma deformação cataclástica/milonítica impressa nessas rochas, é adicionalmente descrita.

Piekarz (1981) denomina de Núcleo do Tigre uma faixa de 3 a 5km de largura, que acompanha a Falha da Lancinha à norte do Núcleo Betara, reconhecendo neste setor rochas gnáissicas atribuídas ao Complexo Pré-Setuva. Acrescente-se que Piekarz (1981, 1984) empregou a denominação "Complexo Pré-

Setuva" para o pacote de rochas gnáissicas que ocorre a sul da Serra do Betara (Núcleo Betara).

Fritzens Jr. *et al.* (1982) descrevem migmatitos estromáticos, augen-gnaisses, gnaisses graníticos, gnaisses fitados, rochas metaultrabásicas, metabasitos, anfibolitos e quartzitos como litotipos do Complexo Pré-Setuva (dentre os núcleos Alto Açungui, Ouro Fino, Betara, Anta Gorda/Tigre e Setuva), em geral, estruturados e metamorfisados em alto grau. Sugerem como épocas de formação dessas rochas o Proterozóico Médio a Inferior e, possivelmente, o Arqueano. Os autores mencionam, ainda, que a milonitização observada (milonito gnaisses) seja decorrente de cavalgamentos das rochas do Grupo Setuva sobre as rochas do Complexo Pré-Setuva.

Hasui *et al.* (1984) denominam de Complexo Setuva a um extenso e contínuo conjunto litológico distribuído no âmbito do "Granito Três Córregos", constituído de gnaisses, xistos, quartzitos, rochas carbonáticas, cálcio silicáticas e anfibolitos. Atribuem características similares à uma faixa que ocorre junto ao "Granito Cunhaporanga", sugerindo a continuidade do "Complexo Setuva" para oeste. Como processo tectônico marcante na história geológica regional, os autores caracterizam uma fase de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, que no contexto regional é vinculado com a história tardi-arqueana do Cinturão Móvel Costeiro.

f) Sugestões do Complexo Pré-Setuva Representar Parte do Embasamento

Hasui (1986) embasado na idéia de uma tectônica de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, correlaciona as rochas gnáissicas da Antiforma do Setuva às do Complexo Costeiro, e os demais litotipos ao Grupo Setuva.

Fiori *et al.* (1987a) descrevem uma intensa deformação milonítica impressa nas rochas do Complexo Pré-Setuva associadas à Falha do Setuva. Observa ainda que a intensidade dessa deformação é decrescente em direção ao núcleo da antiforma. Fiori *et al.* (1987b, 1987c) não concordam com a denominação extensiva de Grupo Setuva aos xistos que ocorrem nas bordas da antiforma, sugerindo que os mesmos representem uma tectono-fácies dos terrenos gnáissico-migmatíticos.

Salamuni (1991) identifica no Núcleo Betara rochas metavulcânicas (metatraquitos), metassedimentos terrígenos e clasto-químicos (metargilitos, mármore e quartzitos) atribuídas à Formação Betara, distinguindo-a dos terrenos

do embasamento retrabalhado (Complexo Meia Lua) representado principalmente por paragneisses, xistos, quartzitos e rochas granitóides, com forte embricamento tectônico.

Fassbinder (1990) reconhece dois eventos deformacionais principais que afetam as rochas do Núcleo Betara, denominando o primeiro de Evento Cubatão, caracterizado nas rochas do embasamento do Grupo Açungui por intensa deformação, representada por foliações miloníticas a ultramiloníticas com intenso estiramento mineral associado. O segundo evento, denominado de Lancinha, interpretado como relacionado a reativações de planos de fraqueza do Evento Cubatão, tipificado através de foliações rúpteis-dúcteis, com metamorfismo de fácies xisto verde baixo associado, além de constricções, lenticularizações, rotações de porfiroclastos, percolações de fluídos hidrotermais, e instalação de zonas lineares de cisalhamento.

A idéia original de "Formação Setuva" têm sido objeto de discussões na antiforma homônima, e a hipótese alternativa é que as rochas miloníticas aí presentes correspondam em realidade a um "tectono-fácies" desenvolvido às expensas das rochas sobrejacentes do Complexo Atuba e subjacentes do Complexo Costeiro (Fiori 1990).

Althoff e Fiori (1992) sugerem a presença de três domínios litoestruturais distintos na porção ocidental da Antiforme do Setuva: o Domínio I, composto por granito-gnaisses, gnaisses bandados, quartzitos e xistos; o Domínio II, composto por xistos e quartzitos; e o Domínio III, constituído por xistos, quartzitos, mármore e rochas metassedimentares pouco deformadas. Os autores caracterizam uma paragênese indicativa de condições metamórficas de baixo a médio grau (fácies xisto-verde à anfíbolito) no núcleo da Antiforma do Setuva, não havendo indícios do grau alto, que caracterizaria tratar-se do embasamento regional.

Monteiro *et al.* (1994) sugerem que as rochas granitóides, dioríticas bem como gabros associados à formação Perau, distribuídas no Núcleo Betara, representem estágios de fechamento da bacia. Mencionam esforços compressivos com direção NW-SE, e intenso transporte tectônico para SE, com desenvolvimento de uma foliação S1 e uma foliação milonítica, S2. Para Martin *et al.* (1994), as rochas xistosas aflorantes no Núcleo Betara representam uma tectono-fácies dos granitóides e corpos metadioríticos-metagábricos, ocorrendo nas zonas de maior deformação.

Silva *et al.* (1998) interpreta as rochas gnáissicas do Núcleo Setuva como parte integrante do Complexo Atuba (definido por Siga Júnior *et al.* 1995), e as rochas metassedimentares, que ocorrem na borda desta estrutura como uma fácies intensamente deformada da Formação Capiçu. Yamato (1999) também relaciona as rochas gnáissicas deste núcleo ao Complexo Atuba, incluindo, porém, os sericitos, quartzitos finos e metacalcários dolomíticos miloníticos da porção externa do núcleo à Formação Setuva.

3.2. PRINCIPAIS MODELOS EVOLUTIVOS PROPOSTOS

Hasui *et al.* (1984) e Hasui (1986) propõem uma evolução baseada em megazonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, de idade final-Arqueana, com posterior rifteamento e deposição das bacias (alongadas segundo NE-SW) Açungui, a SE, e Itaiacoca, a NW. O Complexo Granítico Três Córregos é interpretado como um alto do embasamento e as porções granitóides deformadas como ortognaisses arqueanos.

Soares (1987) atribui a sucessão de eventos tectônicos a megaciclos que envolveram o Proterozóico Médio e Superior. A Bacia Setuva, representa para o autor, uma bacia de retro-arco, desenvolvida durante o Proterozóico Médio (entre 1400 e 1200 Ma). O fechamento desta bacia, envolve processos de subdução de NW para SE e posterior colisão arco/continente. A Bacia Açungui, nesse modelo, teria se desenvolvido na região pós-arco, através de um sistema de rifteamento, entre 1050 e 850 Ma. O período entre 750 e 650 Ma é atribuído a processos de subdução, desta vez envolvendo colisão continente/continente, com arco magmático representado pelos Complexos Cunhaporanga e Três Córregos. Posteriormente, se desenvolvem as bacias de antepaís, na região de retro-arco (Bacia de Camarinha e Seqüência Antinha), e intrusões monzograníticas associadas (granitóides tardi-orogênicos), em épocas próximas a 600 Ma. Os falhamentos transcorrentes associam-se as fases finais, que através de processos de decompressão proporcionam a intrusão de granitóides alcalinos (cerca de 550 Ma). Finalmente, numa fase pós-colisional, de regimes transtensionais, associam-se as intrusões graníticas alcalinas pós-orogênicas e a Bacia de Castro.

Campanha *et al.* (1987) e Campanha (1991) propõem a seguinte seqüência de eventos tectônicos para a Faixa Apiaí:

-1,8 a 1,7 Ga – rifteamento continental;

-1,7 a 1,5 Ga – desenvolvimento de crosta oceânica, com vulcanismo básico associado à Formação Perau. Talvez a deposição das plataformas carbonáticas do Itaiacoca e Capiru;

-1,4 a 1,3 Ga (?) – processos associados a regimes de subducção (para NW), e conseqüente desenvolvimento de arco magmático no Itaiacoca (Maciço Catas Altas), e talvez de uma bacia frontal a arco (Lajeado?);

-0,8 Ga – processos distensivos, provocando a ascensão de magmas básicos (Gabro de Apiaí);

-0,75 a 0,63 Ga – convergência e colisão dos blocos continentais, representado pelo Maciço de Joinville e o “Cráton do Paraná” (principal evento metamórfico);

-0,63 a 0,45 Ga – desenvolvimento de sistemas transcorrentes e instalação de bacias pull apart (sedimentação e vulcanismo associado). Magmatismo granítico pós e tardi orogênico. Resfriamento regional.

Basei *et al.* (1992) propõem um modelo de evolução, associado a processos de subducções seguidas de colisões continentais envolvendo o Cráton Paranapanema, as Microplacas Curitiba e Luis Alves e o Cinturão Granitóide Costeiro. Esse modelo inclui processos de subducção (Tipo-A) da Microplaca Curitiba rumo noroeste sob o Cinturão Ribeira, que teria se iniciado por volta de 800 ± 50 Ma. O arco magmático é representado por parte dos complexos Graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, e teria seu desenvolvimento por volta de 700 ± 50 Ma.

Reis Neto (1994) sugere, que o início de abertura da Bacia Itaiacoca deu-se durante o Mesoproterozóico, envolvendo processos de rifteamento. O intervalo 1200-1000 Ma, representa, neste modelo, o período em que a Bacia Itaiacoca teria atingido certo grau de maturidade, possibilitando a fusão parcial de diferentes porções da litosfera, gerando os metadoleritos.

Sugere uma tectônica Neoproterozóica, associada a três grandes processos orogenéticos, com início próximo a 800 Ma. Na Orogênese Cunhaporanga ocorre a colisão entre os Blocos Curitiba e Paraná, com subducção do Bloco Curitiba sob o Bloco Paraná e o desenvolvimento do arco magmático Cunhaporanga. A continuidade dos esforços compressivos provoca o rompimento do Bloco Curitiba com desenvolvimento de um segundo arco magmático (Três Córregos). A terceira orogênese associa-se ao fechamento das Bacias Itaiacoca e

Açungui e desenvolvimento de grandes falhas transcorrentes (Lancinha e Itapirapuã). A geração dos granitos e riolitos tardi-orogênicos do Complexo Três Córregos estaria associada a esta última orogenia.

3.3. QUADRO GEOCRONOLÓGICO DO COMPLEXO ATUBA

O Complexo Atuba (Siga Jr *et al*, 1995) limita-se a noroeste com as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí, e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luis Alves, contatos esses que se fazem por importantes zonas de cisalhamento. Predominam migmatitos (anfíbólio gnaisses, biotita gnaisses, anfibolitos, xistos máficos, granitóides com diferentes intensidades de migmatização) formados no Paleoproterozóico (2000 ± 200 Ma), remigmatizados durante o Neoproterozóico (600 ± 20 Ma), período este em que essas rochas encontravam-se a temperaturas superiores a 500°C (quadro 1). Representam terrenos relativamente profundos, do fácies anfibolito, migmatizados, granitizados, acrescidos à borda do Domínio Luis Alves (Microplaca Luis Alves) durante o Neoproterozóico.

O padrão estrutural é indicativo de uma tectônica controlada em grande parte por cisalhamento, com importante componente lateral, e transporte relativo em direção sul-sudeste, similarmente ao observado para as rochas do domínio Apiaí.

Os dados Sm-Nd (T_{DM}) sugerem para os protolitos crustais desses migmatitos, épocas de derivação do manto relativas ao Arqueano ($2800\text{-}2700$ Ma.) e ao Paleoproterozóico ($2300\text{-}2200$ Ma).

Finalmente, vale acrescentar que para as rochas granito-gnáissicas e migmatíticas pertencentes aos Núcleos do Tigre, Betara e Setuva praticamente inexistem dados geocronológicos. Tal estudo isotópico é de grande importância para o melhor conhecimento desses núcleos de embasamento no tocante a época de formação, metamorfismo e derivação do manto, possibilitando relacioná-las, ou não, à evolução do Complexo Atuba.

Localização	UNIDADE LITOLÓGICA	IDADE/ Ma (RI)	MÉTODO
Norte de Curitiba	gnaisses granulíticos (mangeríticos-noríticos)	2.822	Sm - Nd (T_{DM})
		2.095 ± 5	U-Pb (zircões)
		1.826 ± 96 (0.71051)	Rb-Sr (RT)
NE Curitiba	gnaisses granulíticos (enderbitos-charnoenderbitos)	2.116 ± 95 (0.70160)	Rb-Sr (RT)
NE Curitiba (BR-116)	biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalíticos)	2.220 ± 26 (0.70660)	Rb-Sr (RT)
Atuba	biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalito-granodioríticos)	2.755	Sm-Nd (TDM)
		598 ± 48 (0.71650)	Rb-Sr (RT)
		617 ± 14	Rb-Sr (min.)
Mandirituba	anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalíticos)	2.426	Sm-Nd (TDM)
		2.138 ± 6	U-Pb (zircões)
		2.010 ± 60 (0.70327)	Rb-Sr (RT)
		585 ± 30 (0.51190)	Sm-Nd (min.)
Quitandinha	biotita anfibólio gnaisses migmatíticos (1) tonalito granodioríticos (2) graníticos	2.808 (1)	Sm-Nd (TDM)
		1.868 ± 89 (1) (0.70584)	Rb-Sr (RT)
		595 ± 41 (2) (0.71308)	Rb-Sr (RT)
		577 ± 17 (2)	Rb-Sr (min.)
Mandirituba	biotita gnaisses migmatíticos (graníticos)	2.275	Sm-Nd (TDM)
Complexo Atuba	gnaisses migmatíticos	600 ± 20	K-Ar (anf. / biot. / plag.)

Quadro 1- Síntese Geocronológica para o Complexo Atuba.

ESTUDOS GEOLÓGICOS CONVENCIONAIS

As pesquisas realizadas em campo, bem como laboratoriais (petrográficas e geoquímicas) petrográfico e geoquímico visaram principalmente o estudo geocronológico dos terrenos pertencentes aos Núcleos Setuva, Betara e Tigre, objetivo principal deste trabalho. As publicações existentes relacionadas a esses núcleos, mencionam, de modo geral, terrenos gnáissico-migmatíticos e raramente graníticos. A predominância desses últimos litotipos intensamente, afetados por sistemas de cisalhamento, dificultou de certa maneira, a pesquisa inicial proposta, função de variedades composicionais de difícil reconhecimento em campo. Isso de fato só foi possível com o auxílio de análises petrográfico-litogeoquímicas, e posterior estudo geocronológico. Embora o enfoque principal seja a geocronologia, análises petrográficas e geoquímicas adicionais, seriam de fundamental importância à pesquisa, porém o elevado grau de intemperismo da maioria dos afloramentos visitados impossibilitou a obtenção desses dados. Em função do número reduzido dessas análises, de modo algum, acredita-se que a variedade composicional dos granitóides pertencentes a esses terrenos esteja aqui expressa. Acrescente-se ainda possíveis modificações químicas advindas de processos associados aos sistemas de cisalhamento rúptil, rúptil-dúctil ou mesmo dúctil que afetam essas rochas. De qualquer maneira os dados obtidos em campo, acoplados às análises petrográficas e geoquímicas permitiram diferenciar com certa clareza, litotipos com tendência sienogranítica de outros, com tendências monzograníticas, granodioríticas, quartzo monzoníticas e quartzo monzodioríticas.

4.1. PRINCIPAIS LITOTIPOS RECONHECIDOS

Os estudos realizados, no âmbito dos três núcleos, caracterizaram a predominância de granitóides de composição notadamente sienogranítica, monzogranítica, granodiorítica, quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica. Esses terrenos encontram-se heterogeneamente afetados por sistemas de cisalhamento, que imprimem às rochas aspecto protomilonítico, milonítico ou filonítico, dificultando

o reconhecimento dos diferentes litotipos graníticos em campo. Serão apresentados a seguir aspectos macro e microscópicos dos principais afloramentos visitados no âmbito dos Núcleos Setuva, Betara e Tigre, localizados no esboço geológico, anexo 3.

4.1.1. NÚCLEO SETUVA

O Núcleo Setuva, único posicionado à sul da Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), é representado por pacotes bastante expressivos de milonitos/protomilonitos de composição sienogranítica, monzogranítica e granodiorítica e subordinadamente por rochas gnáissico-miloníticas, encaixadas em meio aos metassedimentos da Faixa Apiaí.

O melhor perfil para se observar a maioria dos litotipos presentes neste núcleo é ao longo da BR-476 (Estrada da Ribeira), uma vez que esta corta quase que perpendicularmente a direção preferencial das estruturas.

observa-se ao longo da BR-476 (cerca de 2 km a norte da cidade de Bocaiúva do Sul), rochas gnáissico-miloníticas, intensamente intemperizadas, o que dificultou análises ou comparações detalhadas ou mesmo a coleta de amostras para estudos petrográficos.

As observações de campo permitiram caracterizar pacotes com tonalidades avermelhadas, lepidoblásticos, constituídos predominantemente por micas (biotita, sericita/muscovita e clorita) com quartzo e feldspato disseminados, níveis concordantes com formas lenticulares ou tabulares, brancos ou róseos, granoblásticos, francamente quartzo-felspáticos, com espessuras que variam desde 1cm a até cerca de 50cm (foto 1a, GKM-3). Em alguns afloramentos ocorrem níveis de cor ocre, provavelmente resultante da alteração de anfibólios (foto 1b, GKM-6). De um modo geral essas rochas gnáissicas apresentam uma marcante foliação milonítica subparalela ao bandamento, resultando em padrão estrutural anastomosado.

Injeções de leucogranitos, de dimensões e formas variadas foram encontradas em alguns dos afloramentos estudados. Tratam-se de rochas hololeucocráticas, compostas predominantemente por quartzo e feldspato, sendo quase nula a presença de minerais máficos. Ocorrem tanto de forma concordante com o bandamento das rochas gnáissico-miloníticas como discordante, neste caso truncando a estruturação das mesmas (foto 2, GKM-7).

Foto 1- a) Gnaisses com níveis quartzo-feldspáticos (GKM-3); b) gnaisses com níveis enriquecidos em anfibólios (GKM-6).

Foto 2- Gnaisses miloníticos com injeção de material leucogranítico discordante das estruturas. Observar feição sugestiva de cavalgamento (GKM-7).

Nas proximidades da localidade de Santana (BR-476), ocorrem rochas de natureza granítica (sienogranitos) protomiloníticas (foto 3a, GKM-13), com cor cinza-rosada a acinzentada (tons esbranquiçados quando alteradas), ricas em porfiroclastos de feldspato potássico, com formas ovaladas, e dimensões que atingem entre 1 e 2 cm. São rochas à feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita, clorita e sericita/muscovita. Os feldspatos potássicos se sobressaem na forma de porfiroclastos róseos (*augen*) em meio à matriz cinza média, com forte estiramento mineral (foto 3b, GKM-13).

Os principais minerais acessórios observados foram epidoto, zircão, apatita, titanita, alanita, calcita e opacos, sendo o epidoto e a calcita derivados da alteração dos feldspatos.

Foto 3- a) Sienogranito protomilonítico, afloramento GKM-13; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) da matriz, com quartzo estirado e micas orientadas (GKM-13).

Nessas rochas observa-se uma marcante foliação milonítica, de baixo ângulo, desenvolvida em regime dúctil, definida pelo estiramento mineral (quartzos e feldspatos) e orientação dos minerais micáceos (biotitas e sericitas) segundo planos preferenciais, geração de ribbons de quartzo policristalinos (foto 4a, GKM-13), com a presença comum de cristais com extinção ondulante. Com a utilização de placa de gipso é possível observar que os cristais de quartzo dos ribbons sofreram um deslocamento basal $\langle a \rangle$. Ocorrem também cristais finos de quartzo, recristalizados em zonas de sombras de pressão ou preenchendo fraturas dos feldspatos. Os feldspatos permaneceram, durante a deformação superimposta a essas rochas, com um comportamento predominantemente rúptil (fraturamentos transcristalinos), não havendo recristalização dos mesmos, uma vez que em sua maior parte encontram-se sericitizados (foto 4b, GKM-13).

As feições mencionadas, indicam que o metamorfismo nessas rochas atingiu o fácies xisto verde.

Na porção oeste deste núcleo, proximidades da localidade de Lança, com acesso através de estradas secundárias a partir da BR-476, foram também observadas rochas de natureza granítica protomiloníticas. Tratam-se de rochas de composição predominantemente granodiorítica, distintamente das acima discutidas, onde a composição é preferencialmente sienogranítica.

Foto 4- Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X) dos sienogranitos protomiloníticos, afloramento GKM-13 : a) ribbons de quartzo policristalinos; b) microclíneo sericitizado (GKM-13).

Essas rochas apresentam cor cinza-média, função de teores mais elevados em biotita, que atingem 20%. Os porfiroclastos de feldspato potássico (foto 5a, GKM-67B) possuem dimensões de até 2 cm, em meio a uma fina matriz a quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (foto 5b, GKM-67B). A marcante foliação proto a milonítica observada, de baixo ângulo, é definida pelo estiramento mineral e orientação dos minerais presentes na matriz.

Foto 5- a) Granodiorito protomilonítico; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) de ribbon de quartzo policristalino e parte da matriz. Afloramento GKM-67B.

Quantidades apreciáveis de calcita, produto de alteração dos feldspatos foram observadas nesta rocha (foto 6, GKM-67B).

Foto 6- Calcita resultante da alteração dos plagioclásios, nicóis cruzados, aum. 40X (GKM-67B).

Em afloramento próximo (GKM-67A), encontrou-se nos litotipos protomiloníticos duas foliações, uma dúctil de baixo ângulo, e outra desenvolvida em regime rúptil-dúctil, de alto ângulo, cortando a primeira (foto 7, GKM-67A). Esta segunda foliação, espaçada, imprime nessas rochas padrões anastomosados, função de circundar porfiroclastos de feldspato e ribbons de quartzo, algumas vezes truncando estes.

Foto 7- Fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando plano de foliação tardio, espaçado (GKM-67A).

Na porção norte do núcleo (BR-476), proximidades da localidade do Tigre, ocorrem rochas graníticas miloníticas, de natureza sienogranítica.

Essas rochas distribuem-se junto à uma importante zona de cisalhamento, com direção geral N70W/60NE, onde observam-se intercalações dos litotipos sienograníticos semelhantes aos acima discutidos (GKM-13) e os sienogranitos miloníticos, ambos intensamente milonitizados (foto 8, GKM-74).

Foto 8- Intercalações dos litotipos sienograníticos distintos (GKM74).

Tratam-se de rochas de cor cinza-clara a média em rocha sã (cinza-clara à avermelhada quando alterada), compostas predominantemente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e sericita. Apresentam uma foliação milonítica definida pelo estiramento mineral e orientação dos minerais micáceos (biotitas e sericitas), onde os porfiroclastos de feldspatos não ultrapassam dimensões da ordem de 3 mm, em meio a uma matriz de granulação fina e cor cinza (foto 9a, GKM-75).

Microscopicamente, o comportamento rúptil dos feldspatos, intensamente sericitizados, é sugerido pelo seu fraturamento (transcristalino). Ocorrem ribbons de quartzo policristalinos (cristais com extinção ondulante), matriz cuminuída com forte estiramento e orientação dos minerais micáceos.

No extremo norte do Núcleo Setuva, individualizado por zonas de cisalhamento, afloram rochas miloníticas de composição monzogranítica. Essas rochas apresentam cores cinza-escuras, e são compostas predominantemente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Sua granulação é fina a muito fina, permitindo a distinção de filmes quartzo feldspáticos e filmes de biotitas, com espessuras inferiores a 1 mm a até cerca de 3 mm. A marcante foliação milonítica, com direções gerais N65-75E e mergulhos da ordem de 30-35° para NW, é definida pelo estiramento e orientação dos minerais mostrando os filmes supracitados.

Foto 9- a) Sienogranito milonítico da porção norte do Núcleo Setuva; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando feldspato sericitizado, fraturado, em meio à matriz fortemente estirada e com os minerais micáceos orientados, e no canto superior esquerdo, quartzos de ribbon policristalino (GKM-75).

Microscopicamente, observam-se ribbons de quartzo policristalinos, de pequenas espessuras, os cristais com extinção ondulante (foto 10a, GKM-79), bem como presença de quartzo em sombras de pressão dos feldspatos (foto 10b, GKM-79). Os feldspatos encontram-se sericitizados (foto 10b, GKM-79), e intensamente fraturados (fraturamento transcristalino) e as biotitas definem uma marcante foliação milonítica junto aos outros minerais estirados que compõem a rocha.

Foto 10- Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X): a) Ribbons de quartzo de pequena espessura, e matriz fortemente estirada com micas orientadas; b) cristal de microclíneo sericitizado, com quartzo recristalizado nas sombras de pressão (GKM-79).

4.1.2. NÚCLEO BETARA

Os terrenos pertencentes ao Núcleo Betara, incluídos por diversos autores como representantes do embasamento são constituídos em praticamente sua totalidade por granitóides de composição sienogranítica e granodiorítica. Esses litotipos encontram-se afetados por cisalhamento de natureza rúptil-dúctil a dúctil, resultando em estruturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. O padrão estrutural observado permite distinguir uma foliação de baixo ângulo truncada por sistemas transcorrentes subverticais a verticais. Esses granitóides deformados ocorrem em meio aos metassedimentos atribuídos à Formação Betara (noroeste de Pombas), e também junto à Zona de Cisalhamento Lancinha. Nos arredores desses terrenos graníticos, a Formação Betara é constituída predominantemente por filitos, quartzitos, metacalciossilicáticas, rochas quartzo-feldspáticas e intercalações anfibolíticas.

Os sienogranitos miloníticos (foto 11a, GKM-50) distribuem-se na porção centro-norte do núcleo, a oeste da Zona de Cisalhamento Lancinha. De um modo geral, essas rochas possuem cores cinza-rosadas a rosadas quando frescas e tons mais claros (cinza-claros) quando alterados. São compostas essencialmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásios, biotitas, sericitas e cloritas. O quartzo ocorre como ribbons (policristalinos, com os cristais exibindo extinção ondulante), finamente cristalizado na matriz e em sombras de pressão dos feldspatos. Os porfiroclastos de feldspato, em meio à fina matriz, apresentam dimensões que atingem até 2 mm, normalmente intensamente fraturados (foto 11b, GKM-50). São observados níveis de opacos, com resquícios de biotita em suas bordas (foto 11c, GKM-50).

No afloramento de número de campo GKM-50, observam-se os sienogranitos miloníticos com intercalações de material rico em anfibólio e biotita, adquirindo cores avermelhadas e ocre (foto 12, GKM-50). Em função do grau relativamente elevado de alteração dessa porção do afloramento, a observação das relações entre os litotipos é prejudicada, podendo relacionar-se a enclaves em meio às rochas sienograníticas ou mesmo produto derivado de segregação ígnea ou metamórfica dos sienogranitos miloníticos.

Foto 11- a) Sienogranitos miloníticos; b) fotomicrografia (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando a matriz fina e porfiroclasto de feldspato fraturado; c) opacos junto à foliação, com resquícios de biotita em suas bordas, nicóis paralelos, aum. 40X (afloramento GKM-50).

Foto 12- Sienogranitos miloníticos com intercalações enriquecidas em anfibólio e biotita (GKM50).

Os protomilonitos sienograníticos (foto 13a, GKM-89) apresentam cores cinza-rosadas a rosadas, distinguindo-se facilmente em campo pelas dimensões dos porfiroclastos de feldspato, que atingem valores de até 5 mm. Através de observações microscópicas, observa-se que os feldspatos apresentaram um comportamento predominantemente rúptil durante a deformação, função do

intenso fraturamento e presença de microfalhas nos cristais. A matriz dessas rochas apresenta granulação fina, com presença de opacos associados à cloritas (foto 13b, GKM-87), que juntamente com as sericitas e o estiramento dos minerais definem a foliação protomilonítica desses litotipos.

Foto 13- a) Sienogranitos protomiloníticos do Núcleo Betara, afloramento GKM-89; b) fotomicrografia mostrando concentração de opacos associados a clorita junto à foliação (nicóis paralelos, aum. 40X, afloramento GKM-87).

Rochas protomiloníticas a miloníticas de composição granodiorítica são observadas na porção sul do Núcleo Betara, próximos à Zona de Cisalhamento Lancinha.

Estes litotipos (foto 14a, GKM-86) apresentam cor cinza-clara a cinza-rosada, e porfiroclastos de feldspato muitas vezes estirados e dimensões centimétricas, em meio a uma matriz fina a média, composta de quartzo, feldspato, biotita, sericita e clorita. Os feldspatos, de modo geral, apresentam-se intensamente fraturados e sericitizados (foto 14b, GKM-86), e o quartzo mostra-se finamente cristalizado na matriz (foto 14c, GKM-86).

Foto 14- a) Granodiorito protomilonítico do Núcleo Betara, afloramento GKM-86; fotomicrografias para mesma amostra: b) feldspato intensamente fraturado e sericitizado, nicóis cruzados, aum. 40X; c) quartzo finamente recristalizado na matriz (nicóis cruzados, aum. 40X GKM-86).

Nas proximidades da Zona de Cisalhamento da Lancinha, essas rochas adquirem feições miloníticas a ultramiloníticas, destacando-se muitas vezes a presença de micrólitos do próprio milonito em meio à massa ultramilonítica (fotos 15a e 15b, GKM-90). Os feldspatos encontram-se intensamente fraturados (fraturamento transcristalino) e microfahados, alguns exibindo estrutura em dominó (foto 16, GKM-90).

Foto 15- a) e b) Granodiorito milonítico-ultramilonítico apresentando micrólitos (GKM90).

Foto 16- Feldspato microfaldado exibindo estrutura em dominó (nicóis cruzados, aum. 40X, GKM-90).

4.1.3. NÚCLEO DO TIGRE

As rochas de embasamento pertencentes ao Núcleo do Tigre ocorrem em três domínios principais, conforme esboço geológico anexo. Apresentam formas aproximadamente elipsoidais, orientações gerais NE-SW, e contatos tectônicos com as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Perau. Esta inclui nas áreas estudadas (arredores dos núcleos de embasamento) rochas predominantemente xistosas e quartzíticas com intercalações anfibolíticas, cuja paragênese mineral sugere uma variação do grau metamórfico desde o fácies xisto-verde, zona da clorita, até o fácies anfibolito, zona da estaurolita.

As pesquisas realizadas concentraram-se nos dois núcleos localizados à sul, por apresentarem exposições rochosas mais adequadas ao estudo geocronológico pretendido.

Nos dois núcleos estudados predominam granitóides protomiloníticos a miloníticos, representados principalmente por rochas de composição quartzo

monzonítica a quartzo monzodiorítica (núcleo menos expressivo à norte), e sienogranítica (núcleo expressivo à sul).

Os litotipos quartzo monzoníticos a quartzo monzodioríticos (norte) apresentam cor predominantemente cinza-escura, e composição a base de plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio (hornblenda e actinolita) e quartzo. Observam-se termos protomiloníticos (fotos 17a e 17b, GKM-16 e GKM-17), miloníticos (fotos 17c e 17d, GKM-15 e GKM-97) e miloníticos bandados (foto 17e, GKM-95), esses últimos próximos às zonas de cisalhamento, sugerindo segregação de níveis quartzo-feldspáticos e os níveis máficos.

Foto 17- Sequência de fotografias das rochas de composição quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica, protomiloníticas (a e b), miloníticas (c e d) e miloníticas bandadas (e)

Nos termos protomiloníticos, os porfiroclastos de feldspato (brancos) atingem dimensões de até 2 cm e, se sobressaem em meio a uma matriz de cor cinza-escura, a feldspato, biotita, anfibólio e quartzo, fortemente estirada e orientada. Nestas rochas observa-se um início de recristalização nas bordas do feldspato potássico (textura *mortar*, foto 18a, GKM-15), e uma intensa epidotização dos plagioclásios (foto 18b, GKM-16). Entre os anfibólios presentes, a hornblenda é parcialmente preservada, apresentando muitas vezes bordas actinolíticas. São observados também ribbons de quartzo policristalinos.

Foto 18- Fotomicrografias (aum. 40X) das rochas quartzo monzoníticas a quartzo monzodioríticas :

a) nicóis cruzados, mostrando início da recristalização do feldspato potássico (textura *mortar*) e sombra de pressão com recristalização de quartzo (GKM15); b) nicóis paralelos, epidoto resultante da alteração dos feldspatos (GKM16).

Nos termos miloníticos, os porfiroclastos de feldspato são escassos, apresentando dimensões máximas de 4 mm. Na matriz predominam filmes de minerais, quartzo-feldspáticos e de máficos, intercalados e estirados definindo a foliação milonítica observada.

Nos termos miloníticos bandados, observa-se níveis quartzo feldspáticos e níveis máficos, com espessuras médias de 5 mm, produto provavelmente de segregação. Esta segregação é observada a nível de lâmina onde distinguem-se intercalações francamente quartzo-feldspáticas e de minerais máficos (foto 19, GKM-95).

Foto 19- Fotomicrografia, nicóis cruzados, aum. 40X, mostrando intercalações francamente quartzo-feldspáticas e de minerais máficos (GKM-95).

No núcleo mais expressivo, localizado à sul, próximo à cidade de Tunas do Paraná, distinguem-se do anteriormente discutido, por apresentar rochas miloníticas e protomiloníticas de composição predominantemente sienogranítica.

As rochas protomiloníticas (fotos 20a e 20b, GKM-33 e GKM-35) apresentam cor cinza-rosada, e composição a base de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Os feldspatos potássicos ocorrem como porfiroclastos, com dimensões variadas (3mm a cerca de 2 cm), em meio a uma matriz de granulação fina a média composta por feldspato, quartzo e biotita. Os porfiroclastos de feldspato apresentam intenso fraturamento intracristalino, microfalhas e estruturas “tipo dominó”, caracterizando o seu comportamento rúptil (foto 20c, GKM-35). Encontram-se ribbons de quartzo policristalinos, com deslocamento basal $\langle a \rangle$, e extinção ondulante dos cristais.

Foto 20- Sienogranitos protomiloníticos: a) GKM-33e b) GKM-35; c) porfiroclasto de microclíneo fraturado e preenchido com quartzo recristalizado (nicóis cruzados, aum. 40X, GKM-35).

Destacam-se faixas miloníticas/ultramiloníticas, centimétricas a decimétricas em meio aos granitóides protomiloníticos (foto 21, GKM-94).

Importante zona de cisalhamento de baixo ângulo ocorre na porção central deste núcleo, onde predominam rochas sienograníticas miloníticas. Nesses milonitos destacam-se, macroscopicamente, filmes quartzo-feldspáticos e máficos (foto 22a, GKM-37), com espessuras da ordem de 1 a 2 mm de espessura, finamente estirados e orientados, segundo direções N30-40E e mergulhos de 15 a 20° para SE. A foliação milonítica é caracterizada em lâmina delgada através do estiramento mineral, reorientação dos minerais micáceos (biotitas e sericitas) e desenvolvimento do par S-C. (fotos 22b e 22c, GKM-92 e GKM-37).

Foto 21- Faixa de material milonítico a ultramilonítico observado em meio aos protomilonitos (GKM94).

Neste setor, em um único afloramento observou-se faixas miloníticas de composição granítica gradando para rochas filoníticas através de limite difuso (com lentes do material filonítico em meio aos milonitos e lentes do material milonítico em meio ao material filonítico) até transição completa dos milonitos para os filonitos (fotos 23a, 23b, 23c e 23d, GKM-93).

Observa-se portanto, através de perfis realizados ao longo dos núcleos meridionais do Tigre, a predominância de rochas granitóides, destacando-se a natureza quartzo-mozonítica a quartzo monzodiorítica do domínio a norte, e sienogranítica do domínio a sul. Esses litotipos encontram-se afetados por cisalhamento de natureza dúctil em diferentes graus, resultando rochas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Tais zonas de cisalhamento, conforme será discutido no capítulo referente a geologia estrutural, apresentam direções gerais NE-SW e mergulhos de baixo ângulo (20-30°) para NW- e SE.

Foto 22- a) Sienogranito milonítico (GKM-37); Fotomicrografias (nicóis cruzados, aum. 40X) mostrando: b) estiramento mineral e orientação dos minerais micáceos em níveis preferenciais (GKM-92); c) formas sigmoidais e foliação S-C (GKM37, nicóis cruzados, aum. 40X).

Foto 23- Afloramento GKM93: a) visão geral do afloramento, observar os milonitos na porção superior, e na porção inferior este litotipo com maior grau de cisalhamento (ultramilonitos e filonitos); b) detalhe da porção inferior do afloramento, com níveis do protomilonito em meio à massas filoníticas/ultramiloníticas; c) detalhe de faixa filonítica em meio ao protomilonito, com deformação rúptil tardio causando deslocamento; d) detalhe dos milonitos.

4.2. ESTUDOS GEOQUÍMICOS

O estudo geoquímico contou com a realização de 13 análises, envolvendo elementos maiores, traços e terras raras. Tais análises compreenderam as rochas graníticas, miloníticas a protomiloníticas dos núcleos Setuva (4 amostras), Betara (4 amostras) e Tigre (5 amostras). A realização de análises adicionais foi prejudicada, função do elevado grau de alteração intempérica dos afloramentos.

A classificação dos litotipos graníticos, inicialmente realizada em campo e posteriormente a nível de lâmina, foram complementadas através de diagrama Q-P (figura 3, Debon & Le Fort, 1983). Neste diagrama observa-se que duas das amostras pertencentes ao Núcleo Setuva (GKM-13 e GKM-75) situam-se no campo do sienogranitos, enquanto a amostra GKM-79 posiciona-se no campo dos monzogranitos, e a amostra GKM-67B no campo dos granodioritos. As rochas do Núcleo Betara, distribuíram-se em dois campos, o dos sienogranitos (GKM-50 e GKM-89, afloramentos da porção central do núcleo) e o das granodioritos (GKM-86 e GKM-90, afloramentos junto à Zona de Cisalhamento Lancinha). As rochas pertencentes à porção norte do Núcleo do Tigre (GKM-15, GKM-16 e GKM-17) se distribuem nos campos dos quartzos monzonitos e quartzos monzodioritos, enquanto as amostras da porção sul (GKM-33 e GKM-35) situam-se no campo dos sienogranitos.

Os dados relacionados aos três núcleos estudados, quando lançados em diagrama de razões moleculares $A/CNK \times A/NK$ (figura 4, Maniar & Piccoli, 1989), distribuem-se predominantemente no campo das rochas metaluminosas, à exceção das amostras GKM-13, GKM-79, GKM-75 (as três do Núcleo Setuva) e GKM-89 (Núcleo Betara), que plotam na transição dos campos metaluminosos-peraluminosos (as duas primeiras) e no campo francamente peraluminoso (as duas últimas).

As análises dos granitóides do Núcleo do Tigre (em verde) distribuíram-se no campo das rochas metaluminosas, em dois conjuntos claramente distintos, um relacionado às rochas dos quartzos monzoníticas e quartzos monzodioríticas, com as razões A/NK mais elevadas, e o outro, relativo às rochas sienograníticas, com razões A/NK inferiores. O primeiro conjunto refere-se às rochas da porção setentrional do Núcleo do Tigre, e o segundo do setor meridional deste mesmo núcleo.

Figura 3- Diagrama Q-P para classificação de rochas graníticas (Debon & Le Fort, 1983). As demais figuras se utilizam da presente legenda.

Neste mesmo diagrama, as análises relacionadas às rochas dos núcleos Setuva e Betara, não definem um padrão claro, conforme o observado para as rochas do Núcleo do Tigre. Esses dados, preliminarmente, função do número reduzido de análises, mostram uma distribuição, de certa forma, aleatória, sem "trends" ou padrões definidos no diagrama A/CNK x A/NK.

Nos diagramas de variação (Harcker), o SiO_2 foi utilizado como índice de diferenciação, função da distribuição relativamente ampla dos teores deste óxido nas rochas estudadas (entre 57 e 78 %). Devido à incertezas quanto a cogeneticidade entre os litotipos do mesmo, e principalmente de diferentes núcleos, as observações aqui realizadas envolverão amostras do mesmo núcleo com teores semelhantes em SiO_2 .

No Núcleo Setuva, as amostras (em vermelho, figura 5) diferenciam-se em dois grupos principais, quanto aos teores de SiO_2 . O primeiro com teores de SiO_2 entre 64 e 67 % (GKM-67B e GKM-79), e o segundo com teores de aproximadamente 74 % (GKM-13 e GKM-75). As do primeiro grupo, mais empobrecidas em SiO_2 , apresentam teores mais elevados em Fe_2O_3 , MgO , CaO ,

Figura 4- Diagrama de razões moleculares A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli, 1989).

Nos diagramas de variação SiO_2 x elementos traços (figura 6), as amostras do Núcleo Setuva, referentes ao primeiro grupo (empobrecidas em sílica), apresentam enriquecimento relativo em Sr. Observa-se ainda, para as amostras, com teores mais elevados e similares em sílica, comportamento distinto quanto ao Rb, Zr, Nb e Th. É interessante notar que as amostras GKM-13 e GKM-75, ambas do segundo grupo, apresentam teores relativamente próximos em Ba e Sr, e comportamento distinto para Rb, Zr, Nb e Th.

Entre as amostras do Núcleo Betara, distingue-se os valores relacionados à amostra GKM-86 (teores de sílica da ordem de 78%), extremamente baixos para a grande maioria dos elementos traços. Salienta-se ainda o elevado teor de Rb e baixo em Sr da amostra GKM-50. Padrão inverso é observado para a amostra GKM-90, que apresenta baixo teor em Rb e elevado em Sr. A amostra GKM-89 (com teores semelhantes em sílica à GKM-50), apresenta teor de Rb intermediário às amostras antes discutidas, porém o comportamento quanto ao Sr e Zr semelhante ao da amostra GKM-50.

Os dois conjuntos de amostras relacionadas ao Núcleo do Tigre, novamente se diferenciam claramente quanto aos elementos traços. O conjunto de amostras do primeiro grupo (com teores de SiO_2 da ordem de 57%) apresentam enriquecimento em Ba e Sr, e empobrecimento quanto ao Rb, Zr e Nb, relativamente ao segundo grupo (com teores de SiO_2 da ordem de 68%).

Utilizando-se de diagramas de variação SiO_2 x Terras Raras (figura 7), observa-se para as amostras do primeiro grupo do Núcleo Setuva (mais pobres em SiO_2) teores relativamente próximos quanto aos elementos terras raras, e de um modo geral inferiores às do segundo grupo (enriquecidas em SiO_2). Estas por sua vez mostram teores similares quanto ao La, Sm e Gd e distintos em Nd, Eu e Yb. A amostra GKM-75 (do segundo grupo) apresenta valores mais elevados em Yb e Eu, mostrando-se empobrecidas em Nd.

Figura 5- Diagramas de variação SiO₂ x óxidos para as rochas dos três núcleos estudados.

Figura 6- Diagramas de variação SiO_2 x elementos traços para as rochas dos três núcleos estudados.

Dentre as amostras relacionadas ao Núcleo Betara, destacam-se as amostras GKM-86 e GKM-89, com teores extremamente baixos para todos os ETR, quando comparadas às amostras GKM-50 e GKM-90.

No Núcleo do Tigre observa-se uma clara distinção entre as amostras do primeiro grupo (empobrecidas em SiO_2), cujos teores em ETR são inferiores às do segundo grupo (enriquecidas em SiO_2).

Figura 7- Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times \text{ETR}$ para as rochas dos três núcleos estudados.

O padrão de ETR, normalizado aos valores do condrito (Nakamura, 1977), observado para as rochas pertencentes aos Núcleos Setuva, Betara e Tigre podem ser observados nas figuras 8, 9 e 10.

As amostras GKM-67B e GKM-79 do Núcleo Setuva, pertencentes ao primeiro grupo, mostram padrões similares de ETRL ($\text{La}_N=80-100$) e ETRP ($\text{Yb}_N=4-5$). O segundo grupo mostra um enriquecimento em ETRL ($\text{La}_N=500-600$) e ETRP ($\text{Yb}_N=5-15$), com o aparecimento de anomalias negativas de Eu nestas amostras

(figura). Para os dois grupos observa-se um forte enriquecimento e fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP.

Figura 8- Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo Setuva.

Os perfis de ETR, para as rochas do Núcleo Betara, mostram dois grupos principais, um formado pelas amostras GKM-86 e GKM-89 ($La_N=50-60$ e $Yb_N=2-4$) e o outro pelas amostras GKM-50 e GKM-90 ($La_N=200-300$ e $Yb_N=8-15$). Nos dois grupos observa-se um forte fracionamento e enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. A amostra GKM-50 apresenta distintamente das demais anomalia negativa de Eu, e a amostra GKM-86 uma fraca anomalia positiva para o mesmo elemento.

Os perfis de ETR para as amostras do Núcleo do Tigre, apresentam um forte enriquecimento e fracionamento de ETRL e relação aos ETRP, permitindo a clara distinção entre o grupo das rochas sienograníticas muito mais enriquecidas em ETRL e ETRP ($La_N=600-900$ e $Yb_N \sim 25$) e o das rochas quartzo monzoníticas e quartzo monzodioríticas ($La_N \sim 100$ e $Yb_N=4-6$). Acrescente-se que as rochas sienograníticas apresentam uma anomalia negativa de Eu.

Figura 9- Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo Betara.

Figura 10- Diagramas de ETR para as rochas do Núcleo do Tigre.

No diagrama $Rb \times (Y+Nb)$ (figura 11), de Pearce *et al.* (1984), as rochas do Núcleo Setuva situam-se no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) à exceção da amostra GKM-13 que situa-se no campo dos granitos intra-placa (WPG). No núcleo Betara, a amostra GKM-50 posiciona-se no campo dos granitos intra-placa (WPG), a amostra GKM-90 na interface entre granitos intra-placa (WPG) e granitos de arco vulcânico (VAG), e as duas restantes (GKM-86 e GKM-89) no

campo dos granitos de arco vulcânico (VAG). No Núcleo do Tigre as rochas quartzo monzoníticas e quartzo monzodioríticas (GKM-15, GKM-16 e GKM-17) situam-se no campo das granitos de arco vulcânico (VAG) e as dos sienogranitos (GKM-33 e GKM-35) no campo dos granitos intra-placa (WPG).

Figura 11- Diagrama Rb x (Y+Nb) de discriminação tectônica de rochas graníticas (Pearce *et al.*, 1984), aplicado para rochas dos três núcleos estudados.

Como comentado anteriormente, o número de amostras analisadas geoquimicamente foi bastante reduzido, prejudicando a definição de padrões ou "trends" entre os litotipos estudados. Mesmo assim, algumas observações importantes, passíveis de serem interpretadas com os presentes dados, relacionam-se às rochas sienograníticas do Núcleo Betara (GKM-50) e do Núcleo do Tigre (GKM-33 e GKM-35), que apresentaram um comportamento geoquímico peculiar e distinto das demais rochas analisadas. Essas rochas, denotam através do comportamento dos elementos maiores e ETR caráter bem evoluído. Suas características de alto Rb e Zr e baixo Sr são indicativas de granitos do tipo A, anorogênicos, ou seja, relacionadas a processos distensivos, distintamente do comportamento observado para os demais granitóides desses núcleos.

4.3. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS

a) Introdução

A primeira referência a um “tectônica de nappe” no Grupo Açungui se deve a Ebert (1971), e a importância desse cisalhamento dúctil de baixo ângulo nesses terrenos só é retomada na década de 80, principalmente por Fiori *et al.* (1987b, 1987c), Fiori (1985, 1989, 1991, 1992), Soares e Reis Neto (1987), Soares (1987), Hasui *et al.* (1984), Hasui (1986), Campanha *et al.* (1987), Salamuni *et al.* (1993), Yamato (1999), Fassbinder (1991) e Daitx (1996). O estilo estrutural e o grau metamórfico são importantes critérios utilizados na diferenciação de grandes unidades litoestratigráficas, a exemplo do Grupo Setuva (estilo estrutural mais complexo e grau metamórfico mais intenso) e do Grupo Açungui (estilo estrutural mais simples e menor grau metamórfico). No entanto, Campanha *et al.* (1987) menciona possibilidade de haver transição de estilo estrutural e grau metamórfico no âmbito de uma mesma unidade.

De um modo geral, existe consenso entre autores quanto a uma importante foliação de baixo ângulo, paralela a subparalela ao bandamento composicional, responsável pela lenticularização, fatiamento, formação de micrólitos variados, com lineações e indicadores cinemáticos, sugestivos de transporte de NNW para SSE. Existe discordância quanto a representar uma superfície S1 ou S2, função principalmente de dobras (centimétricas a decimétricas, fechadas a isoclinais, desenhadas pelo S0 ou mesmo S1, com flancos rompidos–D1 ou intrafoliais–D2).

Esta superfície evolui, segundo alguns autores, num processo contínuo, pouco mais tardio, a uma foliação heterogeneamente desenvolvida (S2 ou S3), com tendência a se concentrar nas zonas de contatos de litotipos com diferentes comportamentos reológicos (Daitx, 1996; área de Canoas e Perau), ou ao longo de algumas falhas de cavalgamento, em duplex (Fiori *et al.* 1987a; Salamuni *et al.*, 1993). Referem-se a zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis, também de baixo ângulo, as vezes subparalela aos estratos composicionais, as vezes causando intensa crenulação ou dobramentos associados. No contexto das jazidas Canoas e Perau, segundo Daitx (1996), é o principal responsável pelo fatiamento tectônico do Complexo Perau.

As deformações posteriores são responsáveis pelas grandes antiformas e sinformas regionais, com eixos normalmente subhorizontais (NE-SW) e planos axiais subverticalizados. Grandes sistemas transcorrentes, a exemplo da Zona de Cisalhamento Lancinha, causam uma nova compartimentação tectônica da região (Fassbinder, 1991), mais expressivos na porção meridional da Faixa Apiaí.

b) Contexto Estrutural dos Núcleos Setuva, Betara e Tigre

O padrão estrutural observado nos litotipos protomiloníticos a miloníticos de natureza granítica (*latu sensu*) pertencentes aos núcleos Setuva, Betara e Tigre são similares entre si e refletem o padrão antes discutido para as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí.

O estudo de campo permite recuperar em rochas miloníticas quer do Núcleo Setuva, quer do Núcleo Betara e mesmo do Núcleo do Tigre uma superfície S_n , de baixo a médio ângulo (10 a 50°), de regime tectônico dúctil, caracterizada por uma textura anastomosada, presença de sombras de pressão assimétrica e/ou simétrica, estiramento e cataclase com recristalização e neocristalização de minerais, além de lenticularização acentuada, foliação S-C, quartzo-ribbon e dobras-falha, interpretadas como produto de cisalhamento. As lineações minerais (tipo a) associadas, principalmente às sombras de pressão assimétricas e superfície S-C sugerem um transporte tectônico de NW para SE.

Os dados estruturais representativos dessas superfícies S_n foram preliminarmente tratados em estereogramas de igual área (Schmidt-Lambert), elaborados a partir dos pólos de S_n utilizando-se o hemisfério inferior. As rochas miloníticas dos núcleos Setuva e Betara, concentrações de pólos nos quadrantes NW e SE (figuras 12 e 13) com máximos respectivamente em N87W/47SW e N69E/39NW para o Núcleo Setuva e N55E/37SE e N54E/53NW para o Núcleo Betara. Tal distribuição pode sugerir a presença de dobramentos superimpostos com eixos relativamente horizontalizados no sentido NE-SW, ou mesmo a lenticularização dos estratos resultando em caimentos opostos da superfície S_n .

Figura 12- Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn para o Núcleo Setuva.

Figura 13- Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn para o Núcleo Betara.

Além da lenticularização, observa-se em campo (embora raramente), no âmbito dos três núcleos assinalados, a presença de dobras desenvolvidas sin a tardicavalgamentos, normalmente com flancos rompidos e eixos subhorizontalizados com direções NE-SW.

Essa superfície de cisalhamento (Sn) parece representar uma primeira fase de deformação no âmbito dos litotipos graníticos, e pelo menos uma segunda fase, no caso dos litotipo gnáissicos (sul do Núcleo Setuva). Observa-se ainda, no âmbito dos três núcleos assinalados, uma superfície (Sn+1), também de baixo ângulo, heterogeneamente desenvolvida, subparalela a Sn, que causa muitas vezes a crenulação desta. Em grande parte dos afloramentos estudados, elas se

confundem, e quando não geram crenulação ou dobras normalmente fechadas, dão a impressão de refletirem a textura anastomosada. Em afloramento de rochas gnáissicas, intemperizadas, localizado na BR-476, pertencente ao Núcleo Setuva, essa superfície parece relacionar-se a falhas secundárias, desenvolvidas num sistema de duplex.

Essas superfícies mostram em muitos dos afloramentos estudados, ondulações suaves, ou mesmo dobras abertas, cilíndricas, com eixos subhorizontais e planos axiais NE-SW. Geram uma clivagem espaçada a penetrativa, em posição normalmente subverticalizada (S_{n+2}), plano axial aos dobramentos abertos, que a nível de estereograma mostram pedomínio de um flanco sobre outro, sugerindo certa assimetria. Relacionam-se provavelmente as antiformas e sinformas regionais, a exemplo do Setuva, Cerne, Betara, Perau etc.

Os planos de cisalhamento de alto ângulo com mergulhos subverticais a verticais (S_{n+3}), mostram intensidade variável em função da menor ou maior proximidade com a grande malha de falhas, a exemplo da Zona de Cisalhamento Transcorrente da Lancinha-Cubatão, assumindo em função da cristalização e recristalização dos minerais características dúcteis a rúpteis-dúcteis até completamente rúpteis. Observam-se lenticularizações, percolação de fluidos, redobramentos e recristalização dos minerais, obliterando completamente a foliação anterior de baixo ângulo. As lineações de estiramento mineral (L_a), associadas aos planos de S_{n+3} , apresentam baixo caimento, conforme estereogramas polares das figuras 14a e 14b, e os indicadores cinemáticos (sombas de pressão assimétricas e relações $S_{sx}S_c$) indicam uma movimentação predominantemente dextral.

No caso do Núcleo do Tigre a foliação S_{n+3} é de caráter local, não sendo penetrativa por toda área e associada a zonas de cisalhamento transcorrentes de menor ou pouca expressão regional. No estereograma (figura 15) encontram-se representadas as superfícies de baixo ângulo, e as lineações de estiramento mineral. Muita dificuldade foi encontrada na caracterização das lineações (tipo a ou b), principalmente quando da superposição de eventos. De um modo geral, mesmo quando caracterizadas como de estiramento, mantém um ângulo relativamente baixo em relação às direções dos planos S_c (5 a 10°). O vetor resultante portanto, acoplado aos indicadores cinemáticos (relações $S_{sx}S_c$ e dobras-falha) sugere importante movimentação lateral, com transporte relativo NW para SE.

Figura 14- Estereogramas de igual área elaborados a partir de pólos de La para os núcleos Setuva (a) e Betara (b).

Figura 15- Estereograma de igual área elaborado a partir de pólos de Sn (isolinhas) e La (pontos) para o Núcleo do Tigre.

c) Discussões

Os dados estruturais ora apresentados, acoplados aos existentes na literatura são sugestivos de uma tectônica envolvendo esforços compressivos de direção predominantemente NW-SE.

Esse regime de esforços é responsável por importante tectônica de cavalgamento com transporte relativo de NW para SE. São de caráter rúptil-dúctil a francamente dúcteis e causam uma complexa compartimentação tectônica da Faixa Apiaí. Tratam-se em realidade de sistemas de falhamentos complexos,

anastomosados, com ramificações secundárias, afetadas e/ou retomadas por eventos posteriores, relacionados a dobramentos generalizados e zonas de cisalhamento transcorrentes. Fiori *et al.* (1987a) associa a esses cavalgamentos, sistemas secundários, em duplex, que promove a formação de verdadeiros "horsts".

Os núcleos Setuva, Betara e Tigre se posicionam adjacentes a importantes zonas de cavalgamento, e são aqui interpretadas como porções, lascas profundas, hoje expostas à superfície, função dessa tectônica de empurrões, acentuadas ainda mais pela tectônica geradora das grandes antiformas e sinformas. Um arqueamento adicional em zonas transpressivas, pode ser ainda aventada, função dos grandes sistemas transcorrentes, notadamente de caráter dextral, que cortam toda a região.

O padrão estrutural observado para os Núcleos Setuva, Betara e Tigre mostra-se, portanto, bastante similar ao reconhecido em terrenos da Faixa Apiaí, bem como em rochas do Complexo Atuba (Siga Junior, 1995).

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

O estudo geocronológico dos terrenos pertencentes aos núcleos Setuva, Betara e Tigre e adicionalmente das rochas gnáissico-migmatíticas da Pedreira do Atuba (Complexo Atuba) envolveu 42 determinações radiométricas, utilizando-se dos métodos U-Pb convencional (12), U-Pb SHRIMP (2), EMF (12), Sm-Nd (8), K-Ar (4) e Ar-Ar (4). A grande maioria dessas análises foi realizada nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc-USP). As análises U-Pb SHRIMP foram realizadas através de cooperação científica com Allen P. Nutman, em laboratórios da "Research School of Earth Sciences – Australian National University, Canberra". A diversidade metodológica utilizada permitiu um melhor conhecimento relacionado a evolução desses terrenos, notadamente quanto a épocas de diferenciação manto-crosta dos protólitos crustais dessas rochas (Sm-Nd T_{DM}), principais eventos tectono-metamórficos, responsáveis pela geração das mesmas (U-Pb convencional, EMF e SHRIMP) e colocação a níveis crustais superiores (K-Ar e Ar-Ar).

A seguir serão analisados os dados geocronológicos, relativos à cada uma das estruturas (núcleos Setuva, Betara e Tigre), bem como dos terrenos pertencentes ao Complexo Atuba (sul da Faixa Apiaí), numa tentativa de melhor compreender a evolução geológica deste setor. Os dados analíticos obtidos, utilizados para o cálculo das idades, pode ser encontrada no anexo 2.

5.1. NÚCLEO SETUVA

Os terrenos pertencentes a este núcleo, conforme discutido anteriormente, são representados principalmente por protomilonitos e milonitos de composição sienita monzogranítica em sua porção norte e, por milonito-gnaisses em sua porção sul.

Os estudos geocronológicos concentraram-se em três afloramentos considerados "chave", representados pelos gnaisses miloníticos (GKM-7, da porção

sul do núcleo), os protomilonitos sienograníticos (GKM-13, porção central do núcleo), os milonitos sienograníticos (GKM-75, porção norte do núcleo).

Nos protomilonitos sienograníticos (GKM-13), que ocorrem nas proximidades da localidade de Santana, foram analisadas quatro frações de zircões, M(-3), M(-4)A, NM(-4) e M(-4)B, as três primeiras constituídas por cristais prismáticos alongados, translúcidos e com poucas inclusões (foto 24a), e a última por cristais de maiores dimensões e formas mais abaloadas (foto 24b).

Foto 24- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-13 (protomilonitos sienograníticos), onde: a) representantes das frações M(-3), M(-4)A e NM(-4); b) representantes da fração M(-4)B. Luz transmitida.

Os dados analíticos quando tratados em diagrama U-Pb (figura 16) apresentaram-se bem alinhados (MSWD=0,24), distribuindo-se próximos ao intercepto superior da curva concórdia. A idade obtida para o intercepto superior, de $2140,2 \pm 7,9/-5$ Ma, é aqui interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões e consequentemente à época de formação da rocha, relacionada ao Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico). O intercepto inferior indicou idade de $156 \pm 200/-180$ Ma, provavelmente sem significado geológico.

Análise Sm-Nd (T_{DM}), realizada para essa mesma amostra, acusou idade modelo de 2948 ± 16 Ma, interpretada como relativa a época de derivação do manto dos protólitos crustais desses granitóides, relacionadas ao Arqueano. Análise K-Ar em biotitas, concentradas desses protomilonitos graníticos, indicaram idade de 586 ± 15 Ma, caracterizando épocas de resfriamento destes terrenos, abaixo de temperaturas da ordem de 300°C , relacionadas ao Neoproterozóico. Valores

similares, de 586 ± 1 Ma, foram obtidas para biotitas desse mesmo litotipo através do método Ar-Ar.

Figura 16- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-13 (protomilonitos sienograníticos).

Outro afloramento estudado refere-se aos sienogranitos miloníticos (GKM-75), localizado na porção norte do Núcleo Setuva, nas proximidades da localidade do Tigre. Foram analisadas, através do método U-Pb convencional, três frações magnéticas distintas de zircões: M(2), M(0) e M(-1). Tratam-se de zircões prismáticos, alongados, que distinguem-se dos anteriormente analisados (amostra GKM-13) por apresentarem dimensões mais reduzidas (entre 100 e 150 μ), aspecto turvo (luz transmitida) dado pela sua riqueza em inclusões e fraturas, e em luz refletida possui coloração rósea (foto 25).

Em diagrama U-Pb (concordia), os dados analíticos distribuíram-se numa discordia (figura 17), próximos ao intercepto inferior, indicando idade de 476 ± 18 Ma. A idade obtida para o intercepto superior é bastante imprecisa, de $2428 \pm 240/-190$ Ma.

Foto 25- Fotomicrografia de zircões analisados para amostra dos milonitos sienograníticos (GKM-75).
Luz refletida.

Figura 17- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-75 (sienogranitos miloníticos).

A distribuição desses pontos analíticos no diagrama concórdia indica a presença de zircões com heranças isotópicas, cujas idades, relacionadas aos interceptos superior e inferior podem ter pouco ou nenhum significado geológico, função de possíveis perdas de Pb ocorridas após a cristalização/recristalização desses minerais.

Observações em imagens CL (foto 26) revelaram a presença de zircões zonados, destacando-se um núcleo de aspecto brilhante, e de porções sobrecrecidas (com diferentes dimensões) com tons mais escuros.

Numa tentativa de melhor precisar as idades relacionadas aos sobrecrecimentos (bordas) e núcleos desses zircões, foram realizadas análises utilizando-se da técnica EMF. Um dos cristais analisados demonstrou grande instabilidade, ocasionando uma relativa dispersão dos dados e conseqüentemente um elevado erro na idade (patamar de 2100 ± 100 Ma). O outro cristal analisado mostrou maior estabilidade, definindo, com o aumento gradativo de temperatura, um primeiro patamar com idade de 2640 ± 30 Ma, e um núcleo com relações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que atingem idades ainda mais antigas, próximas de 3000 Ma (figura 18).

Foto 26- Acima imagens com luz transmitida e abaixo imagens CL de zircões de amostra de sienogranito milonítico (GKM-75).

Os dados U-Pb obtidos para esses litotipos, através de técnicas convencionais e EMF, caracterizam a complexidade dos zircões analisados, envolvendo núcleos e fases de sobrecrecimentos relacionadas ao Arqueano (3000 Ma ? e 2640 Ma), Paleoproterozóico (2100 Ma) e Neoproterozóico. Tais heranças isotópicas sugerem que os dados obtidos através da técnica U-Pb convencional devam representar um polígono de crise, e neste caso, as idades não teriam significado geológico. Acrescente-se que a idade obtida para o intercepto inferior no diagrama concórdia (476 ± 18 Ma) sugere sobrecrecimentos de zircões relacionados

ao Neoproterozóico, valor este melhor caracterizado nas rochas pertencentes ao afloramento GKM-13 através dos métodos K-Ar e Ar-Ar (da ordem de 586 Ma). A técnica EMF, nesses casos, não é efetiva, uma vez que, quando da queima deste setor (relativamente rápida), e a presença de Pb comum, não permitem precisar esses dados analíticos.

Figura 18- Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-75.

Outro afloramento datado (GKM-7), localiza-se na porção sul do Núcleo Setuva, sendo representado por rochas gnáissico-miloníticas bastante intemperizadas (foto 27), onde é possível individualizar-se porções com tonalidade avermelhada finamente bandadas (7C), níveis leucocráticos, praticamente isentos de máficos, em forma de lentes centimétricas a decimétricas intercaladas concordantemente aos níveis bandados (7B) e ainda, veios branco-amarelados tardios, que truncam as estruturas observadas (7A, veios aplíticos). Após cuidadosa limpeza desse afloramento, foram coletados alguns kilos (15 a 20 Kg) das diferentes porções descritas, procurando locais adequados, com intuito de evitar possíveis misturas de material. Esses litotipos foram então preparados para análises em RT (Sm-Nd) e em zircões (U-Pb convencional e EMF). Tais procedimentos, envolvendo rochas intemperizadas devem levar em conta alguns aspectos importantes:

- os zircões são minerais altamente resistentes, passíveis de manter a sua composição isotópica original mesmo em processos endógenos e exógenos;

- o Sm e o Nd são elementos do grupo das terras raras leves, que apresentam comportamento praticamente isoquímico frente a processos de diferenciação crustal, comportamento esse, não necessariamente similar, frente a processos intempéricos.

Para a porção bandada, interpretada como possível mesossoma (GKM-7C), foram analisadas três frações magnéticas distintas de zircões, M(-1), M(-3) e NM(-3). Tais zircões apresentam formas de prismas biterminados alongados, de aspecto turvo, contendo inúmeras fraturas e inclusões (foto 28).

Foto 27- Afloramento GKM-7, constituído por gnaisses miloníticos. Na foto pode-se observar as três porções selecionadas para os estudos isotópicos, 7A, 7B e 7C.

Foto 28- Fotomicrografia de zircões analisados para a porção GKM-7C. Luz transmitida.

Em diagrama U-Pb esses dados analíticos apresentaram-se bem alinhados (MSWD= 0,8), distribuindo-se numa discórdia próximo ao intervalo de idades 2800-2000 Ma. Duas das frações (M-3 e NM-3) denotam maior proximidade ao intercepto superior da curva concórdia (figura 19), sugerindo a presença de zircões com heranças Arqueanas. A discórdia indica para o intercepto inferior idade

de 569 ± 16 Ma, e para o intercepto superior de $3190 \pm 3,5$. O valor obtido para o intercepto inferior mostra-se pouco mais jovem que os dados K-Ar e Ar-Ar em biotitas, relativos aos protomilonitos graníticos do afloramento GKM-13 (por volta de 586 Ma), relacionados à tectônica Neoproterozóica. A idade obtida para o intercepto superior ($3190 \pm 3,5$ Ma), por outro lado, mostra-se muito superior às observadas para os litotipos graníticos dos afloramentos GKM-13 e GKM-75, embora neste último, os dados EMF indiquem idades próximas a 2650 e 3000 Ma.

Figura 19- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7C.

Estudos adicionais foram realizados nos zircões dessas rochas, através de imagens CL, bem como análises EMF, com intuito de melhor caracterizar a estruturação interna desses cristais e as idades obtidas

As imagens CL (foto 29) caracterizam a presença de pelo menos duas fases distintas de crescimento desses zircões. A porção central, pouco brilhante, e os sobrecrecimentos mais escuros, concêntricos e relativamente pouco espessos, mas algumas vezes com maior desenvolvimentos nas terminações prismáticas.

As duas análises EMF realizadas (figura 20), indicam patamares com idades de 3100 ± 50 Ma e 3150 ± 50 Ma, similares as observadas para o intercepto

superior do diagrama concórdia ($3190 \pm 3,5$ Ma), confirmando a existência de núcleos de zircões formados no Arqueano. O sobrecrecimento observado nas bordas dos zircões devem relacionar-se a recristalizações ocorridas durante o Neoproterozóico, caracterizado através do intercepto inferior da curva concórdia, mas não evidenciado através da técnica EMF.

Foto 29- Imagens em luz transmitida (à esquerda) e CL (à direita) de zircões da amostra GKM-7C.

Figura 20- Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-7C.

Para os níveis leucocráticos quartzo-feldspáticos (GKM-7B), intercalados concordantemente às porções bandadas, foram analisadas quatro frações magnéticas de zircões, M(-1), M(-2), M(-3) e NM(-3). Tais zircões apresentam formas prismáticas, com maior desenvolvimento dos cristais ao longo do eixo a , quando comparados aos anteriormente analisados (amostra GKM-7C). Observados através de luz transmitida (foto 30b) apresentam aspecto turvo, algumas vezes totalmente opacos, com tons róseos a luz refletida (foto 30a).

Foto 30- Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra GKM-7B: a) aspecto de uma das frações através de luz refletida; e b) detalhe de alguns grãos em luz transmitida.

Os dados analíticos quando tratados em diagrama U-Pb (figura 21), apresentam-se relativamente alinhados, com as frações M(-1), M(-2) e M(-3) posicionadas relativamente próximas ao intercepto inferior e a fração NM(-3) distante deste. A discordância que melhor se ajusta aos pontos analíticos intercepta a curva concórdia em 451 ± 87 Ma (intercepto inferior) e 3048 ± 170 Ma (intercepto superior). A idade obtida para o intercepto inferior, mesmo considerando-se o elevado erro analítico, sugere eventos de recristalização de zircões durante o Neoproterozóico. Tal valor, mostra-se mais jovem que os observados para as porções bandadas desse mesmo afloramento (569 ± 16) e K-Ar e Ar-Ar (~ 586 Ma) dos sienogranitos protomiloníticos do afloramento GKM-13. Interessante é que a idade obtida para o intercepto superior (3048 ± 170 Ma) aproxima-se, dentro do erro analítico, daquela observada para a porção bandada. Caracteriza-se portanto, a presença de zircões com heranças Arqueanas e sobrecrescimentos Neoproterozóicos, não sendo constatado padrão relacionado ao Paleoproterozóico.

Zircões desses níveis leucocráticos, quando analisados através de imagens CL (foto 31) indicam a presença de um núcleo (aspecto mais brilhante e zoneamento), com sobrecrescimentos de borda (escuros), mais desenvolvidos que os observados para os níveis bandados.

Figura 21- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7B.

Foto 31- Imagens em luz transmitida (à esquerda) e CL (à direita) de zircões da amostra GKM-7B.

Finalmente, para os níveis quartzo-feldspáticos discordantes dos litotipos estudados (GKM-7A), foram analisadas três frações magnéticas de zircões: M(-1), M(-2) e NM(-2). A morfologia desses zircões é muito semelhante aos observados para a amostra GKM-7C, diferenciando-se pela maior ou total opacidade dos cristais (foto 32a). Quando observados através de luz refletida apresentam colorações róseas (foto 32b).

Foto 32- Fotomicrografias de zircões da amostra GKM-7A: a) aspecto de uma fração em luz transmitida; e b). detalhe dos grãos em luz refletida.

Em diagrama U-Pb (figura 22) os dados analíticos apresentam-se relativamente alinhados, distribuindo-se ao longo da discórdia distantes tanto do intercepto superior, quanto inferior, o que causa elevados erros nas idades obtidas (524 ± 300 Ma e 3158 ± 400 Ma; MSWD= 35). Tais valores absolutos, embora sem significado geológico, devido aos elevados erros obtidos, caracterizam épocas Arqueanas e Neoproterozóicas para a cristalização/recristalização desses zircões, similarmente ao observado para as porções meso e neossomáticas anteriormente discutidas.

Em imagens CL (foto 33), realizadas para alguns cristais desta amostra, é possível verificar a presença de núcleos brilhantes, aparentemente com certo distúrbio, e sobrecrecimentos escuros, algumas vezes parciais.

Tentativamente, os dados analíticos U-Pb, relativas às três porções desse afloramento foram tratados em um único diagrama concórdia (figura 23). Observa-se uma excelente distribuição dos dados ao longo de uma única discórdia, indicando para o intercepto superior idade de 3175 ± 24 Ma e para o intercepto inferior 513 ± 35 Ma. O valor obtido para o intercepto inferior mostra-se relativamente jovem, principalmente quando comparado com as idades K-Ar e Ar-Ar em biotitas do afloramento GKM-13, próximas de 590 Ma. Destaca-se novamente a ausência de idades Paleoproterozóicas, bem caracterizada no afloramento GKM-13 deste mesmo núcleo ($2140 \pm 7,9/-5$ Ma).

Figura 22- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-7A.

Foto 33- Acima imagens em luz refletida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-7A.

Figura 23- Diagrama U-Pb para o conjunto de amostras do afloramento GKM-7 (7A, 7B e 7C).

As idades modelo (T_{DM}) obtidas através do método Sm-Nd foram de 2866 ± 42 Ma para a porção avermelhada e de 2811 ± 20 Ma para os veios aplíticos tardios. Tais valores mostram-se inferiores aos observados para os zircões. Por tratarem-se de rochas intensamente intemperizadas, essas idades podem ter pouco ou nenhum significado geológico, função de possíveis modificações nas relações Sm/Nd. Embora as observações de campo não caracterizem nesses litotipos uma mineralogia aluminosa, e mesmo os zircões não apresentem núcleos ovalados ou arredondados nas imagens CL (o que representaria um retrabalhamento mecânico pretérito), não se pode descartar a hipótese destes serem paraderivados. Hipótese alternativa, refere-se à possibilidade de misturas de magmas, que podem ter ocorrido no Neoproterozóico.

5.2. NÚCLEO BETARA

Conforme discutido em capítulo anterior, no Núcleo Betara predominam milonitos e protomilonitos graníticos, e subordinadamente porções com maior concentração em anfibólios e/ou biotitas, finamente foliadas.

Os estudos isotópicos foram realizados em dois afloramentos, um representativo dos protomilonitos granodioríticos (GKM-88), e outro dos milonitos sienograníticos (GKM-50) contendo os níveis ricos em biotita e anfibólio (GKM-50B).

Para os granodioritos protomiloníticos do afloramento GKM-88, foram analisadas quatro frações magnéticas de zircões M(-1), M(-2), M(-3) e NM(-3), que apresentam formas abaloadas e aspecto turvo devido à inclusões e fraturas nos grãos (foto 34).

Foto 34- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-88. Luz transmitida.

Os dados analíticos U-Pb quando plotados em diagrama concórdia, apresentaram-se relativamente próximos (razões Pb^{206}/U^{238} e Pb^{207}/U^{235} entre 0.365-0.350 e 7.0-7.2, respectivamente) e dispersos em relação a uma reta média (discórdia - figura 24).

A dispersão dos pontos analíticos impossibilitou o traçado de uma discórdia, permitindo apenas, através do posicionamento dos mesmos, sugerir idades de formação dos zircões em épocas anteriores a 2000 Ma.

Estudos utilizando-se de imagens CL revelam a presença de núcleos de zircões relativamente preservados, que gradam em direção às bordas, à zonas oscilatórias e sobrecrecimentos. As porções mais externas, onde ocorrem sobrecrecimentos, se diferenciam dos núcleos por apresentarem tonalidades mais escuras e brilhantes, destacadas principalmente nas terminações piramidais (foto 33).

Figura 24- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-88 (granodiorito protomilonítico).

Foto 35- Acima imagens em luz refletida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-88.

Duas análises utilizando-se da técnica EMF foram realizadas (figura 25), em zircões previamente selecionados. Novamente não foram obtidas idades relacionadas ao Neoproterozóico, de difícil caracterização, função do alto teor de Pb comum detectado durante as análises espectrométricas. As duas análises revelam a presença de patamares, relativamente bem definidos, com idades próximas a 2200 Ma e 2550 Ma. Um dos zircões analisados, quando à temperaturas superiores a

1450°C, apresenta relações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sugestivas de idades da ordem de 3150 ± 50 Ma, embora sem definir um patamar característico.

Figura 25- Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-88.

A dispersão dos pontos analíticos, observada através da metodologia U-Pb convencional, sugestivas de idades anteriores a 2000 Ma, acopladas aos estudos de CL e EMF, indicou o caráter policíclico relacionado à cristalização/recristalização dos zircões, e conseqüentemente das rochas analisadas. Interessante é que heranças isotópicas em zircões, sugestiva de idades Arqueanas (3150 ± 50 e 2550 ± 50 Ma) e Paleoproterozóicas (2200 ± 60 Ma) foram também identificadas em rochas do Núcleo Setuva, conforme discussão anterior..

No afloramento GKM-50 (sienogranitos miloníticos) foram analisadas quatro frações magnéticas de zircões, M(-2), M(-3), M(-4) e NM(-4). De um modo geral, tais zircões apresentam formas abaloadas (menor desenvolvimento do eixo c), são translúcidos, com poucas inclusões e tamanho bastante variado (70μ a até 200μ , foto 36).

Os dados analíticos, quando plotados em diagrama U-Pb, apresentaram-se bem alinhados ($\text{MSWD} = 1,8$) e relativamente próximos do intercepto superior da curva concórdia. Os valores obtidos foram de $1743 \pm 2,1/-2,5$ para o intercepto superior, e $-27 \pm 66/-88$ para o intercepto inferior (figura 26). A idade de 1734 ± 3 Ma é aqui interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessa rocha granítica.

Foto 36- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico).

Figura 26- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-50 (sienogranito milonítico).

As observações realizadas em zircões desses granitóides miloníticos, utilizando-se de imagens CL, revelam a presença de cristais isentos de sobrecrescimentos, denotando apenas um zoneamento interno, relacionado à fase ígnea de cristalização do mineral (foto 37).

Foto 37- Acima imagens em luz transmitida e abaixo imagens CL de zircões da amostra GKM-50.

As análises EMF realizadas (figura 27), retificam as considerações efetuadas através das imagens CL, bem como as idades U-Pb convencionais, uma vez que apresentam patamares com idades de 1800 ± 60 Ma.

Figura 27- Diagramas de análises EMF em zircões da amostra GKM-50.

No mesmo afloramento (GKM-50) ocorrem porções desses granitóides miloníticos enriquecidos em biotita e anfibólio. Os zircões desses litotipos (foto 38) mostram-se bastante similares aos observados para os granitóides miloníticos mais leucocráticos. Análises U-Pb envolvendo três frações de zircões dessas rochas (M-2, M-3 e NM-3), apresentaram-se, quando tratadas em diagrama concórdia, relativamente bem alinhadas e distribuídas, interceptando essa curva na idade de 1732 ± 3 Ma (figura 28).

Foto 38- Fotomicrografia de zircões da amostra GKM-50B.

Figura 28- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-50B (porção enriquecida em biotita e anfibólio).

Esses dados quando tratados conjuntamente em diagrama concórdia (figura 29) apresentaram-se relativamente alinhados e distribuídos, acusando idade de $1746,6 \pm 9,4$ Ma, relacionada a época de cristalização dos zircões analisados e consequentemente de formação dessas rochas graníticas..

Figura 29- Diagrama U-Pb para o conjunto de amostras do afloramento GKM-50 (50 e 50B).

A presença constante de cloritas, sericitas e a granulação relativamente fina da matriz desses granitóides miloníticos, impossibilitou a concentração de biotitas relativamente puras para datações K-Ar e Ar-Ar. Optou-se pela realização de análises K-Ar e Ar-Ar de muscovitas de quartzitos pertencentes à Formação Betara (afloramento GKM-57), que ocorre no setor norte, próximos ao contato com os granitóides miloníticos. Tratam-se de quartzitos brancos de granulação média, ricos em muscovita e clorita, contendo em seu interior, níveis boudinados, xistosos, enriquecidos em biotita, muscovita e clorita, bem como bandas de natureza anfibolítica. A foliação impressa nesses quartzitos é milonítica (Sc), com trendsm(N15-20E, 45 a 60 SE), similares aos observados para os granitóides miloníticos. Manifestam-se nos níveis anfibolíticos como uma intensa clivagem de crenulação. As muscovitas analisadas através dos métodos K-Ar e Ar-Ar, se desenvolvem ao longo do plano Sc e apresentaram idades de $604,2 \pm 11$ Ma, e Ar-Ar, de $614,3 \pm 1,3$ Ma, caracterizando o envolvimento e resfriamento dessas unidades, a isothermas superiores a 300°C , durante o Neoproterozóico.

A idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtida para o granito milonítico (GKM-50), de 2840 ± 35 Ma, relaciona-se à época de derivação do manto superior dos protólitos

crustais desses granitóides. Tal valor, relativo ao Arqueano, acoplado à época de formação dessas rochas (~1740 Ma) reflete longo período de residência crustal, fato este evidenciado pelo valor de ϵ_{Nd} de -8,0. Dados Sm-Nd (T_{DM}) adicionais, notadamente relacionados aos granodioritos protomiloníticos do afloramento GKM-88 são de fundamental importância para um melhor entendimento desse segmento.

O padrão geocronológico observado para as rochas miloníticas e protomiloníticas, de composição sienogranítica e granodiorítica pertencentes ao Núcleo Betara, e secundariamente quartzitos da formação homônima, revelou um quadro evolutivo complexo, de natureza policíclica. Neste quadro destacam-se os granodioritos protomiloníticos, cujos estudos em zircões revelaram heranças Arqueanas (3100? e 2550 Ma) e Paleoproterozóica (2200 Ma). Rochas miloníticas sienograníticas, apresentam idades de cristalização dos zircões e consequentemente de formação, próximas de 1740 Ma, tardias em relação a tectônica Transamazônica, sugerindo colocação em regimes de natureza extensionais em relação a este ciclo. Os dados K-Ar e Ar-Ar, relativas aos quartzitos da Formação Betara, revestem-se de fundamental importância, por caracterizar o posicionamento desses terrenos a isothermas com temperaturas inferiores a 300°C durante o Neoproterozóico. O valor obtido de 614 Ma reflete a época de colocação e consequente resfriamento desses terrenos, provavelmente relacionados a tectônica de baixo ângulo, sugestiva de transporte de NW para SE.

5.3. NÚCLEO DO TIGRE

Os terrenos pertencentes ao Núcleo do Tigre são representados por duas estruturas principais, com formas aproximadamente elipsoidais e orientação geral NE-SW, aflorantes em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Formação Perau. Na porção setentrional predominam rochas protomiloníticas a miloníticas de composição quartzo monzonítica a quartzo monzodiorítica e, no setor sul, protomilonitos e milonitos de composição sienogranítica.

Dois afloramentos representativos dos segmentos setentrional e meridional foram selecionados para análises geocronológicas através do método U-Pb em zircões.

No setor norte selecionou-se o afloramento de número de campo GKM-15, representado por rocha protomilonítica de composição quartzo monzodiorítica. Os zircões apresentam formas predominantemente abaloadas, são turvos, com tonalidades acastanhadas, ricos em inclusões e fraturas (foto 39).

Foto 39- Fotomicrografia de fração de zircões analisados para a amostra GKM-15.

Foram selecionadas quatro frações magnéticas desses zircões (M-2, M-3, M-4 e NM-4), que apresentaram-se bem alinhados em diagrama U-Pb, concentrando-se relativamente próximos ao intercepto superior da curva concórdia. A idade obtida de $2199,4 \pm 5,2/-3,4$, representa a época de cristalização dos zircões e, conseqüente formação desses litotipos graníticos (figura 30).

Dados K-Ar e Ar-Ar obtidos em anfibólios (618 ± 36 Ma e $598 \pm 1,2$ Ma) e em biotitas (557 ± 10 Ma e 555 ± 1 Ma), desses quartzo monzodioritos miloníticos, caracterizam épocas relativas ao resfriamento dessas rochas abaixo de temperaturas da ordem de 500°C (anfibólios) e 300°C (biotitas), relacionadas ao Neoproterozóico. Tratam-se, portanto, de terrenos formados durante o Paleoproterozóico (2199 ± 5 Ma), que se colocaram em níveis crustais mais rasos, ultrapassando as isotermas de 500°C e 300°C somente durante o Neoproterozóico.

A idade Sm-Nd (T_{DM}) de 2910 ± 41 Ma, obtida para esses granitóides miloníticos (GKM-15), caracteriza a época de derivação do manto superior dos protólitos crustais desses litotipos, relacionadas ao Arqueano, similarmente ao observado para os terrenos do núcleo Setuva e Betara.

Figura 30- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-15 (quartzo monzodiorito milonítico).

No segmento meridional selecionou-se um afloramento de rocha protomilonítica de composição sienogranítica (GKM-35), para estudo U-Pb em zircões. Foram concentradas quatro frações distintas de zircões, M(-2), M(-3), M(-4) e NM(-4), representados predominantemente por cristais de grandes dimensões, translúcidos, com inúmeras inclusões fluidas.

Foto 40- Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra GKM-35.

Em diagrama U-Pb (figura 31) estas frações apresentaram-se bem alinhadas (MSWD= 0,82) e distribuídas próximas ao intercepto superior, indicando idades de 1772 $\pm$ 11/-9,1 Ma (intercepto superior) e de 643 $\pm$ 88/-81 Ma (intercepto inferior).

Figura 31- Diagrama U-Pb em zircões da amostra GKM-35 (sienogranito protomilonítico).

O valor obtido para o intercepto superior (1772 $\pm$ 11/-9,1 Ma), em rochas sienograníticas, relativamente similar ao observado para litotipos de mesma natureza, no âmbito do Núcleo Betara (U-Pb convencional de 1747 $\pm$ 9 Ma e EMF 1800 $\pm$ 50 Ma), sugere novamente épocas de colocação tardias em relação ao Ciclo Transamazônico, possivelmente ligadas a regimes tectônicos extensionais. A idade obtida para o intercepto inferior (643 $\pm$ 88 Ma), mostra-se bastante imprecisa, função da distribuição dos pontos analíticos no diagrama concórdia (próximos ao intercepto superior). De qualquer maneira tal valor reveste-se de fundamental importância, por caracterizar zircões cristalizados/recristalizados parcialmente durante o Neoproterozóico, indicando condições P-T relativamente intensas, fato esse já caracterizado através dos métodos K-Ar e Ar-Ar nesses terrenos (afloramento GKM-15).

Caracteriza-se, portanto, em terrenos pertencentes ao Núcleo do Tigre idades de cristalização de zircões e conseqüente formação de rochas graníticas (*latu sensu*) relacionadas ao Paleoproterozóico, 2199 ± 5 Ma e $1772 +11/-9,1$ Ma, neste último caso relativas aos sienogranitos, sugestivos de episódios distensivos, tardios ao Ciclo Transamazônico, e finalmente Neoproterozóicas (K-Ar e Ar-Ar entre 618 e 555 Ma), associadas a colocação desses litotipos a níveis crustais superiores. Estudos de zircões desse núcleo, envolvendo técnica de CL e EMF, são de fundamental importância, uma vez que heranças Arqueanas não foram observadas como em rochas dos núcleos Setuva e Betara.

5.4. COMPLEXO ATUBA

Os estudos geocronológicos realizados em terrenos pertencentes ao Complexo Atuba tiveram por objetivo principal comparar o padrão isotópico desse domínio com aqueles relacionados aos núcleos Setuva, Betara e Tigre, numa tentativa de melhor caracterizar a evolução geotectônica deste setor paranaense.

O Complexo Atuba, definido por Siga Junior (1995), é representado por anfibólio e/ou biotita gnaisses, anfibolitos xistos máficos, migmatizados em diferentes graus, limitados a noroeste com as seqüências metassedimentares do Grupo Açungui e Setuva, e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Caracteriza-se por migmatitos de idade Paleoproterozóica, remigmatizados durante o Neoproterozóico.

Selecionou-se como principal alvo para os estudos geocronológicos deste complexo, a Pedreira do Atuba, localizada à norte de Curitiba, próxima ao contato com os litotipos do Núcleo Setuva. Tratam-se de rochas migmatíticas com mesossoma de biotita-anfibólio gnaisses e leucossomas de composição tonalito-granodiorítica, contendo enclaves de dimensões e formas variadas de composição diorítica a quartzo-diorítica. Essas rochas gnáissico-migmatíticas mostram-se afetadas por uma segunda fase de migmatização, com leucossomas (níveis, bandas, predominantemente quartzo-feldspáticas) concordantes com a estruturação geral. Observa-se ainda, níveis, bandas quartzo-feldspáticas discordantes, dos demais litotipos presentes do pacote e o outro discordante, cortando os demais litotipos presentes.

De maneira bastante sucinta, destaca-se no âmbito dos gnaisses migmatíticos a presença de plagioclásio (albita-oligoclásio, por vezes zonado e com

lamelas encurvadas), quartzo (grãos irregulares com extinção ondulante), hornblenda (pleocroísmo de verde claro a verde escuro, normalmente poiquilítica), biotita (por vezes ausente, pleocroísmo de marrom claro a pardo), feldspato potássico (presença rara na matriz, apresentando geminação em grade, fortemente saussuritizados) e clorita (normalmente associada a biotita). Os minerais acessórios comuns são allanita, titanita, zircão, apatita e opacos e, como produtos de alteração, epidoto e carbonato.

Do ponto de vista estrutural, verifica-se para esses litotipos uma orientação geral nordeste, com máximos N56E/75NW, que corresponde a uma foliação S2, paralela ao bandamento gnáissico-migmatítico. Apresenta características que sugerem uma deformação controlada principalmente por cisalhamento dúctil, com feldspatos rotacionados, forte estiramento dos anfibólios e do quartzo, paralelo ao sentido de transporte. As lineações de estiramento acopladas aos indicadores cinemáticos (relações SsxSc e feldspatos rotacionados) indicam um transporte predominantemente lateral, com vetor resultante (baixo mergulho), sugestivo de leve transporte de NNW para SSE.

Foram selecionadas nesta pedreira, amostras representativas do mesossoma (ATUBA-2), dos enclaves quartzo dioríticos (ATUBA-3) e dos leucossomas quartzo-feldspáticos concordantes com a estruturação geral (ATUBA-1).

O estudo geocronológico realizado nos mesossomas (ATUBA-2) abrangem análises U-Pb convencionais, EMF, SHRIMP (a nível de reconhecimento) e Sm-Nd (T_{DM}).

As análises U-Pb convencionais foram realizadas em quatro populações de zircões, M(-2), M(-3), M(-4) e NM(-4), constituídas predominantemente por cristais prismáticos, translúcidos a pouco turvos, com dimensões variando de 150 a 250 μ (foto 41).

Os dados analíticos quando tratados em diagrama U-Pb (figura 32) concentram-se praticamente em dois pontos (M-2/M-3 e M-4/NM-4), com relativo afastamento tanto do intercepto inferior quanto do superior, razão pela qual apresentam baixo valor de MSWD (2,2). A idade obtida para o intercepto superior, de 2179 +8,3/-7,7 Ma, é aqui interpretada como relativa a época de cristalização dos zircões e, portanto, de formação desses litotipos. O valor de 575 +14/-14 Ma, caracterizado para o intercepto inferior, reflete a intensidade da tectônica

Neoproterozóica neste setor, caracterizado nos zircões através de sobrecrecimento, bem como (Siga Junior, 1995) através de isócrona Rb-Sr em RTØ (598 ±48 Ma), em minerais (617 ±14 Ma) além de dados K-Ar em biotitas (588 ±27 Ma).

Foto 41- Fotomicrografia de zircões analisados para a amostra ATUBA-2.

Figura 32- Diagrama U-Pb em zircões da amostra do mesossoma da Pedreira do Atuba (ATUBA-2).

Adicionalmente foram realizadas 3 análises Pb-Pb utilizando-se da técnica EMF. Foram selecionados para análise, cristais de tipologia similar aos

utilizados para a datação U-Pb convencional. Os patamares obtidos através desta técnica indicam somente idades relativas ao Paleoproterozóico, com valores de $2,1 \pm 0,02$ Ga (figuras 33b e 33c) e $2,1 \pm 0,03$ Ga (figura 33a). Um patamar com idade de $1,95 \pm 0,02$ Ga (figura 33a) foi adicionalmente obtido, sugerindo tratar-se de zircões com zoneamento oscilatório, indicativos de perdas de Pb, possivelmente devido a superimposição de eventos tardios.

Figura 33- Diagramas das análises EMF em zircões da amostra ATUBA-2.

Os estudos U-Pb realizados através da técnica SHRIMP, nos mesossomas da Pedreira do Atuba (ATUBA-2), envolveu 9 análises de 8 zircões, selecionados através de imagens CL (foto 42). De um modo geral, esses zircões apresentaram as seguintes feições:

- zoneamento oscilatório;
- os cristais de tonalidades marrom-acastanhadas e turvos apresentam zoneamento oscilatório escuro/pouco destacado, mostrando-se por vezes completamente escuros e destacados;

-uma minoria dos zircões apresenta sobrecrecimentos parciais, concentrados predominantemente nas terminações piramidais, destacando-se através das cores claras ou mesmo escuras.

Foto 42- Imagem CL dos zircões da amostra ATUBA-2, analisados pelo método SHRIMP.

Os dados analíticos quando tratados em diagrama Tera-Wasserburg, indicam três eventos de cristalização/recristalização dos zircões (figura 34). A análise efetuada em um núcleo (setor mais claro) de um fragmento de zircão (ponto 8), forneceu uma idade concordante de aproximadamente 2700 Ma. As análises de zircões com zoneamento oscilatório pouco destacado (1, 2, 4, 5, 6, e 10) apresentam idades concordantes a fortemente discordantes, características do Paleoproterozóico. Três destas análises (pontos 1, 6 e 10) mostram-se concordantes, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2162 ± 20 Ma (95% conf., MSWD= 0,6). O cálculo conjunto, computando os pontos concordantes e discordantes, resulta em idades de 2164 ± 25 Ma e $556 +46/-48$ Ma, respectivamente, para os interceptos superior e inferior do diagrama, com um MSWD de 0,26. O valor obtido para o intercepto inferior, de $556 +46/-48$ Ma reflete perdas parciais de Pb, indicado pelos pontos analíticos discordantes da curva. Análises dos sobrecrecimentos apresentam idades concordantes, de aproximadamente 600 Ma (pontos 3 e 7).

Figura 34- Diagrama Tera-Wasserburg para os pontos analisados em cristais de zircão de amostra do mesossoma da Pedreira do Atuba (ATUBA-2).

Idade Sm-Nd (T_{DM}) Arqueanas, de 3068 ± 22 Ma, foi obtida para os mesossomas da Pedreira do Atuba (ATUBA-2), relacionadas a derivação do manto superior dos protólitos crustais dessas rochas.

O quadro geocronológico observado para os mesossomas da Pedreira do Atuba, indicam valores Arqueanos (3068 ± 22 Ma) relacionados à derivação mantélica dos protólitos crustais dessas rochas. Heranças em núcleos de zircões, obtidas somente através do SHRIMP, remontam ao Arqueano tardio (2700 Ma), e a formação dos zircões e consequentemente destes litotipos durante o Paleoproterozóico (2160 Ma) com sobrecrecimentos dos mesmos durante o Neoproterozóico (600-560 Ma)

Os enclaves dioríticos coletados na mesma pedreira (ATUBA-3), não forneceram quantidade de zircões suficientes para realização de análises U-Pb através do método convencional. Utilizou-se tentativamente dos métodos EMF e SHRIMP.

As análises utilizando-se do método EMF, indicou uma intensidade muito baixa na detecção de Pb, prejudicada em função do elevado teor de Pb comum. Em temperaturas superiores observou-se grande instabilidade analítica,

com dados sugestivos de idade próxima de $2,15 \pm 0,1$ Ga e erro bastante elevado (figura 35).

Figura 35- Diagrama de análise EMF em zircões da amostra dos enclaves dioríticos (ATUBA-3).

Alguns cristais de zircões desta mesma amostra, foram analisados utilizando-se da técnica SHRIMP. Esses cristais quando observados, em luz transmitida, apresentam-se desde translúcidos a levemente turvos ou castanho-pálidos, com dimensões da ordem de 250μ . O estudo desses zircões através de imagens CL (foto 35), revela um zoneamento oscilatório em muitos dos cristais analisados, com faixas internas de interferência, notadamente entre os núcleos e os sobrecrecimentos de bordas.

Foto 43- Imagem CL dos zircões da amostra ATUBA-3, analisados pelo método SHRIMP.

Foram realizadas 6 análises pontuais, relativas a 6 cristais distintos, envolvendo núcleos e bordas de zircões. As bordas cujo zoneamento oscilatório apresenta-se escuro (pontos 1 e 3), bem como o núcleo de um dos cristais (ponto 5), forneceram idades relativamente concordantes Neoproterozóicas, com valores $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (correção de ^{207}Pb), de 607 ± 46 Ma (95% conf., MSWD= 1,5). Dois dos três pontos analíticos restantes (6 e 4) representativos de núcleo e borda de zircões, posicionam-se no diagrama de Tera-Wasserburg, sobre a curva. As idades obtidas de 2200 e 1800 Ma, são indicativas de eventos relacionados ao Paleoproterozóico. O outro ponto analisado (2) apresentou-se discordante, sugerindo perdas parciais de Pb, ocorridas possivelmente durante o Neoproterozóico. Os dados obtidos, acoplados a estruturação interna desses minerais, sugere tratar-se de zircões gerados no Neoproterozóico, com heranças Paleoproterozóicas (figura 36). Estudos adicionais, envolvendo maior número de análises acopladas a imagens CL, são necessárias para melhor caracterizar os valores Paleoproterozóicos obtidos nesses enclaves de natureza quartzo diorítica.

Figura 36- Diagrama Tera-Wasserburg para os pontos analisados em cristais de zircão de amostra dos enclaves dioríticos (ATUBA-3).

A idade Sm-Nd (T_{DM}) obtida, de 3465 ± 109 Ma, para estes enclaves, é bastante imprecisa, função de sua natureza básica, que resulta em linha evolutiva sub-paralela à do manto superior.

Os zircões concentrados dos níveis leucocráticos, concordantes com a estruturação regional dos mesossomas dos migmatitos da Pedreira do Atuba (neossoma, amostra ATUBA-1), apresentam, de um modo geral formas prismáticas e dimensões entre 200 e 300 μ (foto 44). Quando observados através de luz transmitida, apresentam colorações castanho escuras e aspecto turvo, e à luz refletida, tonalidades róseas acastanhadas.

Foto 44- Fotomicrografias de zircões analisados da amostra ATUBA-1: a) fração observada através de luz transmitida; e b) detalhe através de luz refletida.

Quatro frações magnéticas de zircões, concentrados desses níveis leucossomáticos, foram analisadas através do método U-Pb convencional, M(2), M(0), M(-1) e NM(-1). Esses dados, apresentam-se bastante dispersos quando tratados em diagrama U-Pb, sugerindo, simplesmente pelo posicionamento das frações M(0), M(-1) e NM(-1), idades Neoproterozóicas (figura 37). Tentativamente realizou-se uma análise Sm-Nd (T_{DM}) nessas rochas, a qual apresentou valores sem significado geológico, não sendo nem ao menos possível calcular uma idade.

Estudos através de imagens CL, realizados em zircões dos leucossomas, evidenciaram a presença de cristais com perturbações internas (padrão disforme das porções brilhantes destacadas no interior dos mesmos), o que pode ser resultado de processos que modificaram as relações isotópicas de Pb.

Figura 37- Diagrama U-Pb em zircões da amostra ATUBA-1 (neossoma dos migmatitos)

Foto 45- Imagens CL para zircões da amostra Atuba-1.

A sugestão de idades Neoproterozóicas, dada por algumas das frações de zircões analisadas para esses níveis leucossomáticos, acoplada a dados obtidos por Siga Junior (1995/ isócrona Rb-Sr em rocha total: 598 ± 48 Ma; em minerais: 617 ± 14 Ma; e K-Ar em biotitas: 588 ± 27 Ma), permitem interpretar a geração desses litotipos num intervalo entre 615 e 580 Ma aproximadamente.

Terrenos similares aos observados na Pedreira do Atuba, ocorrem pouco mais a sul de Curitiba, ainda dentro deste complexo (Atuba), na localidade de Rio Vermelho. Trata-se de uma pedreira com excelentes exposições de rochas gnáissico-migmatíticas, cujos zircões, concentrados de mesossomas foram datados recentemente por Sato *et al.* (2001, inédito) através dos métodos U-Pb convencional, SHRIMP e EMF. Observam-se idades concordantes entre 3100-3000 Ma, 2390-2200 Ma, com um único cristal posicionado próximo a 800 Ma. Esses zircões mostram através de imagens CL, sobrecrecimentos de bordas, o mais evidente, relacionado ao Paleoproterozóico e, outro nem sempre perceptível, e por isso de difícil análise SHRIMP, provavelmente relacionado ao Neoproterozóico. Os dados Arqueanos (3100-3000 Ma) referem-se a quase totalidade em área (núcleo, estendendo-se até a proximidade das bordas) dos cristais de zircões.

Os terrenos pertencentes ao Complexo Atuba apresentam padrão geocronológico complexo, caracterizado principalmente através do estudo de zircões, cuja "memória" permite recuperar heranças Arqueanas (3100-3000 Ma e 2700 Ma), sobrecrecimentos Paleoproterozóicos (2390-2200 Ma) e Neoproterozóicos (615-580 Ma em leucossomas).

5.5. DISCUSSÕES

O estudo radiométrico realizado evidencia um quadro geocronológico complexo, abrangendo tanto os núcleos de embasamento, em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí, bem como, o Complexo Atuba, localizado à sul destes terrenos. Pretende-se aqui, realizar uma abordagem geocronológica integrada e comparativa desses dados, numa tentativa de melhor compreender a evolução geotectônica dos domínios investigados:

- a) Idades Arqueanas (3200-3000 Ma e 2700-2550 Ma) foram obtidas em zircões de terrenos graníticos (*latu sensu*) e gnáissicos relacionados aos núcleos de embasamento Setuva e Betara, bem como no âmbito do Complexo Atuba. Distingue-se desse padrão os terrenos estudados pertencentes ao Núcleo do

Tigre. Caracteriza-se a história evolutiva complexa desses terrenos, onde os zircões acusam idades de formação ou heranças de seus protólitos.

Valores entre 2950 e 2850 Ma foram obtidos através do método Sm-Nd (T_{DM}), representativas de época em que os protólitos crustais dessas rochas se diferenciaram do manto superior, relacionadas ao Arqueano. Tais idades se mostram mais jovens que as relacionadas aos gnaisses miloníticos da porção sul do Núcleo Setuva.

- b) Idades em zircões, relacionadas ao Paleoproterozóico, foram obtidas tanto para rochas pertencentes aos núcleos Setuva, Betara e Tigre, como para o Complexo Atuba. Um primeiro intervalo de idades entre 2200 a 2100 Ma presente nesses domínios em rochas de natureza granítica (*latu sensu*), miloníticas a protomiloníticas, caracteriza a formação desses litotipos nesse período, relacionado ao Ciclo Transamazônico. Intervalo de idades similar encontra-se bem caracterizado nas rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Atuba (Siga Junior, 1995). Um segundo intervalo de idades encontra-se bem representado, notadamente em rochas de natureza sienograníticas pertencentes aos núcleos Betara e Tigre, entre aproximadamente 1770 e 1750 Ma, sugestivos de episódios distensivos tardios em relação ao Ciclo Transamazônico.

Interessante é que os litotipos gnáissicos (intemperizados), que ocorrem na porção sul do Núcleo Setuva não apresentam idades relacionadas ao Paleoproterozóico, podendo representar uma porção alóctone ou justaposta.

- c) Idades relacionadas ao Neoproterozóico ocorrem no âmbito dos três núcleos, similarmente ao observado em terrenos pertencentes ao Complexo Atuba. Dados K-Ar e Ar-Ar em micas e anfibólios presentes na estruturação regional protomilonítica a milonítica dos litotipos graníticos e quartzíticas, distribuem-se predominantemente no intervalo de 615 a 555 Ma, com mais concentração entre 600-580 Ma. Intervalo similar (615-580 Ma) é caracterizado em leucossomas dos gnaisses migmatíticos da Pedreira do Atuba (Siga Junior, 1995). O estudo realizado em zircões utilizando-se de imagens CL, acoplado aos dados U-Pb, indicam bordas de recristalização relacionadas ao Neoproterozóico, porém de difícil precisão analítica. De qualquer maneira, porções desses terrenos encontravam-se a condições de temperatura relativamente elevadas, superiores a 500°C (anfibólios e zircões recristalizados) em períodos anteriores ao Neoproterozóico, transpondo essa isoterma em idades próximas a 600 Ma.

- d) O padrão geocronológico relativo ao Complexo Atuba, mostra-se bastante similar ao dos núcleos estudados, exemplificados pelos dados isotópicos relativos a pedraira homônima, bem como Rio Vermelho. Tratam-se de terrenos gnáissico-migmatíticos do fácies anfibolito Neoproterozóicos (~600 Ma), com heranças em zircões Paleoproterozóicas (2200-2100 Ma) e Arqueanas (3100-3000 Ma e 2700-2600 Ma). O padrão K-Ar observado em anfibólios e micas, bordas de zircões, bem como zircões de leucossomas referem-se ao Neoproterozóico.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos capítulos anteriores foram discutidos os dados geológico-geocronológicos relativos a cada um dos núcleos de embasamento (Setuva, Betara e Tigre) aflorantes no setor leste do Paraná. Pretende-se aqui realizar uma abordagem integrada e comparativa desses dados, com intuito de melhor compreender a evolução geotectônica das áreas investigadas. Nesse contexto e de modo sucinto, os seguintes comentários merecem destaque:

1. Predominam, no âmbito dos três núcleos estudados, terrenos graníticos (*latu sensu*) de natureza sienogranítica, monzoítica, granodiorítica, quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica. Esses terrenos encontram-se afetados heterogeneamente por importantes sistemas de cisalhamento, tanto de baixo como de alto ângulo.
2. A correlação desses terrenos com o Complexo Atuba (à sul) não é tarefa fácil, uma vez que: tal complexo é representado por rochas gnáissicas (anfíbólio-biotita gnaisses), gnáissico-migmatíticas, anfibolíticas, e por inúmeras intercalações graníticas de caráter milonítico a protomilonítico. Embora não estejam mapeadas, rochas graníticas (*latu sensu*) ocorrem com certa frequência no Complexo Atuba. A correlação com rochas gnáissico-migmatíticas é restrita a porção sul do Núcleo Setuva, onde estas ocorrem bastante intemperizadas.
3. O padrão estrutural observado relaciona-se a uma tectônica de baixo ângulo com indicadores cinemáticos sugestivos de um transporte de NW para SE (em direção ao Complexo Atuba), afetados por importantes sistemas de cisalhamento transcorrentes (transpressivos) e amplos dobramentos associados. Esta tectônica Neoproterozóica é aqui interpretada como responsável pela colocação desses terrenos em meio às coberturas metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí.

4. Os dados geocronológicos U-Pb caracterizaram, para a formação desses terrenos, idades Arqueanas (3000-3100 Ma e 2550-2700 Ma), Paleoproterozóicas (2100-2200 Ma e 1700-1800 Ma) e Neoproterozóicas (~600 Ma). A grande maioria dessas rochas tiveram seus protólitos crustais diferenciados do manto superior durante o Arqueano (idades Sm-Nd T_{DM}). Os padrões K-Ar e Ar-Ar indicam que esses terrenos se colocaram à isoterma com temperaturas inferiores a 500°C (anfíbios) e mesmo 300°C (micas) no final do Neoproterozóico. No âmbito do Complexo Atuba, na pedreira homônima e na Pedreira Rio Vermelho, são encontradas heranças Arqueanas em zircões, com idades similares às encontradas para as rochas graníticas e gnáissicas dos núcleos Setuva e Betara.
5. A ocorrência de sienogranitos (com características geoquímicas de granitos do tipo A, anorogênicos) no âmbito dos Núcleos Betara e Tigre com idades próximas de 1750 Ma, ao nosso ver representa um importante marco na região, provavelmente relacionado à Tafrogênese Estateriana. Idades desse intervalo 1600-1800 Ma relacionadas a processos predominantemente extensionais são reconhecidos na Província Borborema, Sistema Espinhaço e embasamento adjacente, Grupo São João Del Rey, Província Tocantins, Faixa Ribeira, Amazônia, Tandília (NE da Argentina), conforme discutido em Brito Neves *et al.* (1995). Tratam-se de registros magmático-sedimentares expressivos, principalmente quando consideramos a superposição de eventos posteriores (Neoproterozóico). Observa-se, portanto, que processos tafrogenéticos, associados a rifteamentos e magmatismo de natureza anorogênica, parecem afetar grande parte do continente Sul-Americano, notadamente em sua porção centro-oriental nesse período. Distintamente à esse processo extensional, marcos orogenéticos de período similar são conhecidos na Amazônia (Província Rio Negro-Juruena).

Acrescente-se ainda a hipótese de parte da sedimentação Perau e Betara relacionar-se a bacias do tipo rifte, desenvolvidas nesse período, associadas ao magmatismo de natureza anorogênica.

6. O padrão geocronológico aliado ao padrão estrutural sugere que a colocação desses núcleos a níveis crustais superiores tenha ocorrido durante o Neoproterozóico, função de uma tectônica controlada em grande parte por

cisalhamentos. Essa tectônica inicial de baixo ângulo com indicadores cinemáticos sugestivos de um transporte de NW para SE em direção ao Complexo Atuba, associada a sistemas de cisalhamento transcorrentes tranpressivos e dobramentos tardios, seriam responsáveis pela aloctonia desses terrenos, e conseqüente colocação à níveis crustais superiores, podendo ser responsável por diferenças importantes entre o metamorfismo dos diferentes compartimentos tectônicos.

7. As idades Neoproterozóicas obtidas (próximas a 600 Ma) e o padrão estrutural observado mostram-se bastante similares aos descritos para o Complexo Atuba, sugerindo que a configuração observada seja resultado da aglutinação de entidades geotectônicas distintas, produzidas por subducções seguidas de colisões. O atual quadro tectônico, estabelecido no final do Neoproterozóico seria o resultado de processos de colagens relacionados à formação do Gondwana Ocidental. Tal processo teria se iniciado ao redor de 650-630 Ma (idade atribuída aos complexos Três Córregos e Cunhaporanga). O arco magmático Três Córregos/Cunhaporanga seria gerado nessa época, na borda do Cráton do Paranapanema.

Referências Bibliográficas

- AHRENS, L.H. 1955. The convergent lead ages of the olds monazites and uranites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**: 294.
- ALTHOFF, F.J.; FIORI, A.P. 1991. Estruturas macro, meso e microscópicas da porção ocidental da Antiforma do Setuva - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, **39**: 51-64, 1991.
- ARNDT, N.T.; GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**(10): 893-895.
- 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):216-221.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo: Princípios, aplicações e resultados obtidos. *Acad. Bras. Cien.*, **67**(2): 221-237.
- BATOLLA JUNIOR, F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. 1981. O Pré-Cambriano na região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3. *Atas...* São Paulo, SBG, v. 1, p. 94-108.
- BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiçu. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, p. 11-197.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1967. Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Bol Paran. Geoc.* **23-25**: 1-347.
- BIONDI, J. C. (Coord.). 1983. *Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná; esc.: 1: 250.000*. Curitiba : MINEROPAR.

- BIONDI, J. C. (Coord.). 1989. Mapa geológico do Estado do Paraná; esc.: 1:650.000. MINEROPAR, Convênio DNPM/ Sec. Ciência e Tecnol. e Desen. Econ. do Estado do Paraná, Curitiba.
- CAMPANHA, G. A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG/USP, 296p.
- CAMPANHA, G.A.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Atas... Curitiba, SBG., v. 2, p. 725-742.
- CARVALHO, P.F.; PINTO, E.A. 1937. Reconhecimento Geológico na Série Açungui. DNPM, Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., Bol. 71, 29 p.
- CHIODI FILHO, C. 1984. Contribuição a geologia das regiões sul paulista e leste paranaense, grupos Açungui e Setuva. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Atas... Rio de Janeiro : SBG, v. 5, p. 2394-2406.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira. Relatório Final, São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- DAITX, E. C. 1985. *Uma análise crítica dos chamados grupos Setuva e Açungui na região do Vale do Ribeira (SP e PR)*. Exame de Qualificação (inédito) São Paulo : IG/USP.
- DE PAOLO. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- DEBON, F.; LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **73**: 135-149.
- DERBY, O. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná, Brasil. *Arch. Musc. Nac.* Rio de Janeiro, (RJ), **3**: 86-89.

- EBERT, H. 1971. Observações sobre as litologias e subdivisão do Grupo Setuva no estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do geossinclínio Açungui. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25. *Anais...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 131-165.
- EBERT, H.; BROCHINI, M.F.; MARINI, O.J. 1971. Observações sobre os gnaisses da "Formação Setuva", Estado do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, 1982. *Boletim Especial...* São Paulo, SBG. p. 185-186.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução do Cinturão Móvel Costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira- PR. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. *Anais...* Belém, SBG. v. 5, p. 2318-2331.
- EBERT, H.D.; MÜLLER, G. 1989. Dados petrológicos e litogeoquímicos dos metamorfitos da região da Mina do Perau no Vale do Ribeira, Paraná. In: SIMP. GEOL. DO SUDESTE, 1. Rio de Janeiro, 1989. *Bol. de Resumos...* Rio de Janeiro, SBG. p. 124-125.
- FASSBINDER, E. 1990. *Análise Estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG/USP, 165p.
- FAURE, G. 1986. *Principles os isotope geology*. New York, John Wyley & Sons. 589p.
- FIORI, A.P. 1985 (Coordenador). Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações no Pré-Cambriano paranaense. Paraná. Rel. Conv. UFPR/MINEROPAR, 2 v., 261p.
- FIORI, A. P. (Coord.).1989 Geologia do Grupo Açungui na *região de Batéias-Bocaiúva do Sul, escala 1:100.000*. Curitiba : Convênio UFPR/MINEROPAR. 251 p.
- FIORI, A.P. 1990. *Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba*. Tese de Livre Docência (inédita). São Paulo, IG/USP, 261p.
- FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R.; FUMAGALLI, C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMP. SUL-BRAS. DE GEOLOGIA, 3. *Atas...* Curitiba, SBG. v. 1., p. 183-196.

- FIORI, A.P.; FUMAGALLI, C.E.; GOIS, J.R.; SALAMUNI, E. 1987b. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco-Bocaiuva do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. DE GEOLOGIA, 3. Atas... Curitiba, SBG. v. 1., p. 281-301.
- FIORI, A.P.; SALAMUNI, E. FASSBINDER, E. 1987c. Geologia da região de Bateias-Bocaiuva do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. DE GEOLOGIA, 3. Atas... Curitiba, SBG. v. 2., p. 773-787.
- FIORI, A. 1991. P. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In.: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Atas... São Paulo : SBG/UNESP, 1991, p. 134-136.
- FIORI, A. P. 1992. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo : SBG, 1992, p. 279-280. (Bol. Res. Exp.)
- FRITZSON JR., O.; PIEKARRZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONG. BRAS. DE GEOLOGIA, 32. Anais... Salvador, SBG. v. 3., p. 991-1001.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A.; RIVEREAU, J.C. 1969. Mapa Geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro planalto no Estado do Paraná. *Bol. Paran. de Geoc.*, 27: 124-130.
- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. IPT, Relatório Interno (inédito). 67 p.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984. Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 33. Anais... Rio de Janeiro. SBG. v. 5, p. 3023-3031.
- JICA/MMAJ. 1982. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase II. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan

- KROGH, T.E. 1973. A low-contamination method for hidrothermal decomposition os zircon an extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochem. et Chosm. Acta*, **37**(3): 485-494.
- LEE, J.K.W.; WILLIAMS, I.S.; ELLIS, D. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**: 159-161.
- LOPES, O.F. 1983. Faixa do Perau: uma unidade faciológica e tectono-metamórfica do Grupo Açungui. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**:190-203
- LUGMAIR, G.W.; SCHEIRIM, N.B.; MARTI, K. 1975. Search for extint ^{146}Sm : the isotopic abundance of ^{142}Nd in the Juvinas Meteorite. *Earth and Plan. Science Letters*, **27**(1): 79-84.
- MAACK, R. 1947. Breves Notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, v. 2, p. 63-154, Curitiba, PR.
- MANIAR, P.D.; PICOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of America Bull.*, **101**: 635-643.
- MARINI, O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul*. Tese de doutoramento (inérita). Rio Claro, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, 190 p.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. "Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da porção oriental do estado do Paraná". *Bol. Paran. Geoc.*, **23-25**: 43-104.
- MARTIN, M.A.B.; MONTEIRO, L.V.S.; CAMPOS NETO, M.C.; JULIANI, C. 1994. Petrografia dos metadioritos-metagabros do Núcleo Betara - PR. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 38. *Bol Resumos Exp. ... Balneário Camboriú*. SBG. v. 3, p. 99-100.
- MEZGER, K.; KROGSTAD, J. 1997. Interpretation os discordant U-Pb in zircons ages: an evolution. *J. Metamorphic Geol.*, **15**:127-140.
- McDOUGALL, I.; HARRISON, T.M. 1988. *Geochronology and termochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, New York, 221 p.

- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M. ALBARED, F. 1985. Nd isotopes in french fanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochem. et Chosm. Acta*, **49**(2): 601-610.
- MONTEIRO, L.V.S.; MARTIN, M.A.B.; JULIANI, C.; CAMPOS NETO, M.C. 1994. Contribuição à geologia do Núcleo Betara (PR). In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 38. *Bol Resumos Exp. ...* Balneário Camboriú. SBG. v. 2, p. 62-64.
- NAKAMURA, N.; TATSUMOTO, M.; NUNES, P.D.; UNRUSH, D.M.; SCHW, A.P.; WILDEMAN, T.R. 1976. 4 B.Y. Old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. In: LUNAR AND PLANETARY SCIENCE CONFERENCE, 7. *Proceedings...* Texas, USA, v.2, p.2309-2333.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. Geologia dos recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geol. Min. Monogr. 6, Rio de Janeiro, p. 172.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Min. da Agr. Serv. Didático, Rio de Janeiro. v. 2. p. 782.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **25**: 956-983.
- PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento das Unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau - Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3.. *Atas...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 148-154.
- PIEKARZ, G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: CONGR. BRAS. GEOL, 33. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 8, p. 3682-3696.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractination an implication for Sm-Nd model ages calculations in late stage granitic rocks: an example from central Brazil. *Chemical Geology*, **186**(2): 123-138.

- POPP, J.H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J.J. 1979. Geologia. In: Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Naturais. Folha de Ouro Fino. COMEC. 30p.
- REIS NETO, J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. Tese de doutoramento(inédita). São Paulo : IG/USP, 253 p.
- RENNE, P.R. 2000. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. In: NOLLER, J.S.; SOWERS, J.M.; LETTIS, W.M. *Quaternary geochronology: methods and applications*. American Geophysical Union, p. 77-100.
- SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNICK, E. 1993. Características estruturais e evolução tectônica do Núcleo Betara a norte de Curitiba (PR). *Bol. Par. Geoc.*, **41**: 91-127.
- SALAMUNI, E. 1991. *Análise Estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul - PR..* Dissertação de Mestrado (inédita). Rio Claro, UNESP, 147p.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1994 Método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, **67**(3): 315-336.
- SATO, K.; NUTMAN, A.P.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; SPROESSER, S. 2001. Mesoarchean orthogneiss in the Atuba Complex in a Neoproterozoic Brasileiro Mobile Belt in SE Brazil: an integrated IDTIMS, EVTIMS and zircon dating study. *Gondwana Research* (inédito).
- SCHÖLL, W.U.; LOPES, O.M.; SILVA, A.C.G.A.; PROZZI, C.R. 1980. Geologia do Pré-Cambriano da Anticlinal do setuva (Município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do sul - PR). IN: CONGR. BRAS. DE GEOL., 31. *Anais...Balneário de Camboriú, SBG.* v. 5, p. 3003-3012.
- SCHÖLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A.; MONASTIER, M.S. 1982. A Formação setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 32. *Anais...Salvador, SBG.* v. 1, p. 55-63.

- SIGA JR., O. 1995. *Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG-USP, 212 p.
- 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 IG-USP, Série Científica*, **26**: 69-98.
- SILVA, P.C.S.; YAMATO, A.A.; VASCONCELOS, C.S.; LOPES JÚNIOR, I. 1998. Projeto Folha Curitiba (SG.22-X-D-I): relatório final. São Paulo, 91p. (mapas)
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Atas... Curitiba, SBG, v. 2, p. 743-771.
- STEIGER, R.H.; JÄGER, E. 1978. Sumcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contribution to the Geologic Time Scale. *Studies in Geology*, **6**: 67-72.
- TAKAHASHI, A.T. *et al.* 1981. Projeto integração e detalhe do Vale do Ribeira, área Ribeirão do Perau. São Paulo, convênio DNPM/CPRM.
- WATSON, E.B.; HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of magma types. *Earth Planet. Sciences Letters*, **64**: 295-304.
- WETHERILL, G.S. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**: 320-326.
- YAMATO, A.A. 1999. *Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP, 108p.

ANEXO 1

Dados Geoquímicos

Amostra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	TiO2	H2Om	LOI	Total
GKM13	73,97	12,23	2,68	0,41	1,1	2,76	5,29	0,02	0,06	0,3	0,11	0,92	99,73
GKM15	57,66	15,83	7,17	4,24	5,1	3,45	3,29	0,35	0,13	0,87	0,11	1,14	99,23
GKM16	57,39	16,46	6,83	4,24	4,94	2,94	4,52	0,33	0,12	0,88	0,07	1,09	99,75
GKM17	57,1	15,98	7,34	4,48	5,3	2,89	4,44	0,35	0,15	0,88	0,17	0,88	99,79
GKM33	68,3	13,11	5,09	0,71	2,02	2,57	5,53	0,25	0,08	0,83	0,12	0,78	99,28
GKM35	68,9	13,15	4,04	0,52	1,92	2,76	5,44	0,13	0,06	0,6	0,13	0,84	98,35
GKM50	70,07	12,47	4,52	0,55	1,22	2,63	6,06	0,13	0,05	0,61	0,33	0,94	99,25
GKM67B	67	14,6	3,94	1,46	3,04	4,02	3,64	0,1	0,06	0,45	0,1	1,12	99,43
GKM75	74,22	13,72	1,58	0,27	0,8	3,49	5,15	0,03	0,03	0,15	0,11	0,61	100,07
GKM79	64,49	14,95	5,66	2,7	2,59	3,16	4,53	0,14	0,09	0,52	0,21	1,22	100,05
GKM86	78,8	13,05	1,35	0,22	1,46	4,61	3,25	0,01	0,02	0,09	0,05	1,4	100,26
GKM89	69,31	15,3	3,17	0,83	0,55	2,53	5,46	0,1	0,02	0,38	0,69	2,11	99,74
GKM90	62,81	13,81	8	1,96	3,91	2,77	2,68	0,61	0,14	1,38	0,33	2,16	100,22

Amostra	Ba	Be	Cl	Co	Cr	Cu	F	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Th	U
GKM13	702	3	170	15	19	18	665	14	21	15	17	105	414	3	146	16	3
GKM15	1829	3	153	29	245	48	1274	16	12	54	53	103	20	20	482	22	3
GKM16	2711	3	168	31	238	48	1267	17	8	50	19	127	20	14	703	7	3
GKM17	2352	3	140	33	256	35	1445	15	9	59	41	128	20	15	617	7	3
GKM33	1547	5	333	21	17	21	3452	18	44	19	34	215	20	9	205	16	3
GKM35	1400	4	397	15	15	22	3400	19	39	23	21	213	20	3	220	28	3
GKM50	1086	4	77	15	21	183	1328	13	25	21	29	254	20	7	185	23	6
GKM67B	839	2	136	34	18	15	931	14	18	24	18	104	20	11	558	8	3
GKM75	750	2	180	31	15	15	544	14	5	25	31	208	20	3	181	42	4
GKM79	1095	2	178	21	15	15	871	15	8	23	10	99	20	8	411	7	3
GKM86	1226	3	181	26	15	17	544	12	5	15	12	42	20	3	256	2	3
GKM89	1592	3	238	40	15	15	989	14	9	15	20	129	20	3	278	15	3
GKM90	1307	3	127	31	15	27	665	18	19	16	29	27	20	15	680	4	3

Amostra	V	Y	Zn	Zr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
GKM13	15	52	44	351	189	304,4	179,23	18,73	1,572	12,05	5,998	1,043	2,94	1,084	0,164
GKM15	119	39	116	164	45,68	85,39	34,95	7,66	1,648	6,42	4,592	0,907	2,163	1,496	0,226
GKM16	119	25	119	263	37,19	71,34	27,51	5,415	1,637	4,39	2,85	0,557	1,307	0,8	0,133
GKM17	130	27	144	101	39,58	75,52	33,8	6,575	1,907	5,354	3,562	0,686	1,764	1,256	0,192
GKM33	25	164	107	750	192,5	297,4	136,5	25,21	3,481	20,01	14,1	2,913	7,222	4,994	0,743
GKM35	18	90	72	605	276,9	457,1	131,7	25,46	2,834	17,97	12,87	2,77	7,062	5,665	0,816
GKM50	18	56	56	520	77,94	152,8	53,73	11,52	1,397	9,445	7,383	1,633	4,348	3,719	0,523
GKM67B	28	25	68	135	39,257	78,51	35,25	6,842	1,321	4,939	2,619	0,49	1,15	0,873	0,132
GKM75	15	33	46	149	155,9	359,9	88,51	16,88	2,803	11,32	7,413	1,558	3,757	3,275	0,48
GKM79	51	12	88	106	25,34	54,39	18,79	4,387	1,045	3,509	2,213	0,45	1,12	0,778	0,136
GKM86	15	10	16	44	16,56	23,15	6,861	1,436	0,691	1,169	0,899	0,175	0,483	0,335	0,084
GKM89	26	10	38	669	21,18	37,66	12,35	2,551	0,7	1,988	1,411	0,337	0,907	0,673	0,122
GKM90	103	36	114	782	87,97	151,3	62,49	14,16	3,879	10,9	5,917	1,178	2,616	1,706	0,263

ANEXO 2

Dados U-Pb para amostras do Núcleo Setuva

Amostra	SPU	Fração magn.	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idades (Ma)									
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
GKM-7A	SPU982	NM(-2)	0,065358	214,71	74,674	332,26	7,30701	0,721	0,259133	0,711	0,20451	0,126	2149,7	1485,4	2862,5
	SPU983	M(-2)	0,108281	251,9	59,82	403,13	4,55644	0,855	0,188549	0,836	0,175267	0,168	1741,3	1113,5	2608,6
	SPU984	M(-1)	0,131575	407,21	75,558	507,08	3,20058	1,03	0,15032	1,02	0,151686	0,134	1457,3	902,8	2365,0
GKM-7B	SPU978	NM(-3)	0,221672	126,24	34,77	512,85	6,05361	0,851	0,229189	0,843	0,191566	0,122	1983,6	1330,2	2755,7
	SPU979	M(-3)	0,335228	427,72	68,71	568,67	2,8451	1,44	0,139675	1,44	0,147733	0,104	1367,5	842,8	2319,9
	SPU980	M(-2)	0,13999	622,03	95,53	400,97	2,52592	1,31	0,130479	1,3	0,140404	0,145	1279,5	790,6	2232,2
	SPU981	M(-1)	0,343239	562,43	70,41	344,11	1,77886	1,06	0,104818	1,05	0,123085	0,125	1037,8	642,6	2001,4
GKM-7C	SPU964	NM(-3)	0,127136	132,83	81,59	1779,86	17,345	0,758	0,517484	0,755	0,243095	0,0702	2954,1	2688,5	3140,3
	SPU965	M(-3)	0,169965	162,68	90,81	1522,8	15,428	1,24	0,46788	1,24	0,239153	0,0735	2842,0	2474,3	3144,3
	SPU967	M(-2)	0,102519	237,69	93,4	1742,9	10,325	0,999	0,337602	0,997	0,221812	0,0661	2464,3	1875,1	2993,9
GKM-13	SPU665	M(-3)	0,289373	175,36	76,67	833,61	6,68841	1,36	0,365326	1,36	0,132782	0,119	2071,1	2007,4	2135,1
	SPU666	M(-4A)	0,239876	157,13	66,283	2233,46	6,77809	0,943	0,370198	0,94	0,132792	0,0747	2082,9	2030,3	2135,2
	SPU667	M(-4B)	0,654806	74,113	37,908	293,32	6,88092	1,3	0,375468	1,3	0,132914	0,0904	2096,2	2055,1	2136,8
	SPU428	NM(-4)	0,257634	136,8	52,708	2134,47	6,48941	1	0,355078	0,933	0,131482	0,25	2044,5	1958,8	2117,8
GKM-75	SPU985	M(-1)	0,043835	478,06	56,27	222,12	0,911419	0,85	0,0893534	0,759	0,0739786	0,351	657,8	551,7	1040,9
	SPU986	M(0)	0,053174	608,31	78,53	203,5	1,00234	0,908	0,0932938	0,807	0,0779218	0,397	705,0	575,0	1144,9
	SPU987	M(2)	0,115347	807,72	109,45	213,52	1,08943	2,04	0,0962801	1,95	0,0820654	0,586	748,2	592,6	1247,1

Dados U-Pb para amostras do Núcleo do Tigre

Amostra	SPU	Fração magn.	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idades (Ma)									
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
GKM-15	SPU668	M(-2)	0,640467	321,38	126,88	644,89	6,23241	2,2	0,333359	2,2	0,135594	0,0774	2009,0	1854,6	2171,7
	SPU669	M(-3)	0,699743	255,11	107,61	991,51	6,84399	2,12	0,3632273	2,12	0,136639	0,085	2091,4	1997,5	2185,0
	SPU670	M(-4)	0,782578	246,63	103,98	3066,51	7,05267	1,63	0,374018	1,63	0,13676	0,0547	2118,1	2048,3	2186,0
	SPU671	NM(-4)	0,678374	255,72	107,17	5144,07	7,07602	1,85	0,374554	1,85	0,137017	0,0537	2121,0	2050,8	2189,8
GKM-35	SPU952	M(-3)	0,224345	154,43	53,82	1080,92	4,2503	0,844	0,289969	0,825	0,106308	0,166	1683,8	1641,4	1737,1
	SPU953	NM(-4)	0,119004	56,6	20,07	643,58	4,41436	1,54	0,298927	1,38	0,0853105	0,108	1715,0	1686,0	1322,6
	SPU946	M(-2)	0,179584	142,8	44,19	927,07	3,82651	0,994	0,26693	0,961	0,103969	0,251	1598,3	1525,2	1696,2
	SPU947	M(-4)	0,17373	99,89	35,22	666,13	4,3629	0,962	0,296783	0,928	0,106619	0,252	1705,3	1675,3	1742,4

Dados U-Pb para amostras do Núcleo Betara

Amostra	SPU	Fração magn.	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idades (Ma)									
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
GKM-50	SPU672	M(-2)	0,34773	145,36	50,058	8974,5	4,39723	0,986	0,298839	0,984	0,106719	0,0634	1711,8	1685,5	1744,1
	SPU673	M(-3)	0,223745	212,18	75,532	5772,54	4,33228	1,32	0,294494	1,31	0,106693	0,0782	1699,5	1663,9	1743,7
	SPU674	M(-4)	0,29494	167,31	55,116	5051,79	4,19651	1,19	0,285169	1,18	0,106729	0,066	1673,3	1617,3	1744,3
	SPU675	NM(-4)	0,201294	143,33	48,715	5896,46	4,37104	0,949	0,297385	0,943	0,106602	0,103	1706,9	1678,3	1742,1
GKM-50B	SPU950	M(-2)	0,18266	303,83	97,75	411,16	3,63084	1,68	0,249066	1,68	1,05728	0,121	1556,3	1433,7	1727,0
	SPU955	M(-3)	0,174737	291,4	89,02	5997,4	3,81789	0,801	0,262052	0,792	0,105666	0,115	1596,5	1500,3	1725,9
	SPU951	NM(-3)	0,207035	119,13	39,68	1799,99	4,20706	0,748	0,287995	0,74	0,105948	0,107	1675,4	1631,5	1730,8
GKM-88	SPU960	NM(-3)	0,208034	140,1	59,25	1916,91	7,01732	1,09	0,359986	1,08	0,141379	0,147	2113,6	1982,1	2244,2
	SPU961	M(-3)	0,118533	162,38	65,57	2392,13	7,19025	0,613	0,352911	0,605	0,147767	0,0984	2135,3	1948,5	2320,2
	SPU962	M(-2)	0,137655	215,66	86,98	4180,42	7,14565	0,778	0,360203	0,774	0,143878	0,0739	2129,7	1983,1	2274,4
	SPU963	(M-1)	0,092851	346,21	141,63	3716,38	7,22473	0,859	0,352851	0,854	0,148501	0,0886	2139,6	1948,2	2328,7

Dados U-Pb para amostras da Pedreira do Atuba

Amostra	SPU	Fração magn.	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idades (Ma)									
						$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
ATUBA-1	SPU968	NM(-1)	0,242849	1332,6	169,56	285,6	0,912751	0,915	0,0979433	0,897	0,067589	0,176	658,5	602,3	856,0
	SPU969	M(-1)	0,322161	1872,7	260,62	215,13	0,867298	0,825	0,0987079	0,763	0,0637258	0,297	634,1	606,8	732,5
	SPU970	M(0)	0,138893	4250,6	1372,2	39,23	0,957107	1,3	0,0904892	0,606	0,767118	1,08	681,8	558,4	1113,7
	SPU971	M(2)	0,392799	3953,5	344,1	118,6	0,442041	3,62	0,0523621	2,79	0,0612272	2,26	371,7	329,0	647,2
ATUBA-2	SPU972	NM(-4)	0,107974	270,83	77,73	4848,43	4,63391	0,719	0,269365	0,71	0,124769	0,112	1755,4	1537,6	2025,5
	SPU973	M(-4)	0,212625	225,08	64,99	4063,13	4,66576	0,964	0,271014	0,96	0,124862	0,0881	1761,1	1545,9	2026,8
	SPU974	M(-3)	0,228252	291,16	60,19	2341,15	3,02771	0,933	0,196095	0,925	0,111981	0,118	1414,6	1154,3	1831,8
	SPU975	M(-2)	0,271375	343,76	72,31	1700,257	3,01397	1,76	0,196694	1,75	0,111134	0,162	1411,2	1157,5	1818,0

Dados U-Pb para amostras datadas através da técnica SHRIMP

ATUBA-2

Ponto	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb (%)	Erro	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro	Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro
1	237	70	0,3	0,22	0,07	2,475	0,054	0,1353	0,001	2168	13
2	527	174	0,33	0,3	0,06	4,733	0,107	0,1155	0,0012	1888	18
3	823	338	0,41	0,85	0,09	5,663	0,134	0,1075	0,0012	1757	20
4	1207	21	0,02	1,07	0,08	10,359	0,219	0,0583	0,0009	540	34
5	825	255	0,31	0,42	0,07	4,089	0,088	0,1202	0,0009	1959	13
6	278	134	0,48	0,24	0,06	2,689	0,086	0,1329	0,0019	2137	25
7	1724	31	0,02	2,11	0,1	10,106	0,216	0,0602	0,001	610	36
8	56	60	1,06	0,37	0,22	1,889	0,115	0,1858	0,0066	2705	59
10	91	100	1,1	0,36	0,15	2,634	0,063	0,1352	0,0019	2167	25

ATUBA-3

Ponto	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb (%)	Erro	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro	Idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro
1	542	32	0,06	0,25	0,15	10,446	0,271	0,0611	0,0013	588	15
2	217	81	0,38	1,61	1,14	4,966	0,562	0,0955	0,011	1538	235
3	427	30	0,07	0,36	0,07	9,955	0,209	0,0621	0,0006	615	12
4	328	74	0,22	0,85	0,28	3,23	0,077	0,109	0,003	1783	50
5	36	6	0,16	0,12	0,27	9,744	0,365	0,0601	0,0022	629	23
6	106	65	0,61	0,23	0,12	2,458	0,06	0,1374	0,0013	2195	16

Dados analíticos K-Ar

SPK	N. campo	Min. Anal.	% de K	erro de K (%)	⁴⁰ ArRad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	⁴⁰ Ar Atm (%)	Tmax (Ma)	Idade (Ma)	Erro max (Ma)
7763	GKM-13	biotita	4,8046	1,3688	129,9	4,15	602	586,4	15,5
7764	GKM-15	biotita	7,723	0,5	195,6	3,12	567,1	556,6	10,5
7765	GKM-15	anfíbólio	1,6975	5,1993	48,46	5,33	654,1	618,4	35,8
7766	GKM-57	muscovita	6,7424	0,6464	187,96	2,84	615,9	604,2	11,7

Dados analíticos Sm-Nd

SPS	N. campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	f _{Sm/Nd}	TDePaolo(Ma)	Erro	ε ₍₀₎
1734	Atuba-1	0,275	0,6	0,277	0,0009	0,511929	0,000026	0,41	—	—	-13,83
1735	Atuba-2	4,81	24,762	0,1175	0,0004	0,511132	0,000013	-0,4	3068,3	21,9	-29,38
1736	Atuba-3	2,754	8,498	0,196	0,0006	0,512678	0,000015	0	3464,9	108,7	0,78
1737	GKM-7A	3,627	24,423	0,0898	0,0003	0,510777	0,000016	-0,54	2811	19,6	-36,3
1738	GKM-7C	1,082	6,869	0,0953	0,0003	0,510836	0,000034	-0,52	2866,4	41,6	-35,15
1739	GKM-13	20,568	132,607	0,0938	0,0003	0,510747	0,000012	-0,52	2948,3	15,9	-36,89
1740	GKM-15	8,726	44,874	0,1176	0,0004	0,511229	0,000027	-0,4	2909,7	41	-27,49
1741	GKM-50	12,642	70,409	0,1086	0,0004	0,5111	0,000025	-0,45	2844,9	34,9	-30

Diagramas Ar-Ar

0303-01/GKM-13/Biotita/Plateau

0301-01/GKM-15/Biotita/Plateau

0300-01/GKM-15/Anfibolio/Plateau

0302-01/GKM-57/Muscovita/Plateau

ANEXO 3

ESBOÇO GEOLÓGICO DOS NÚCLEOS SETUVA, BETARA E TIGRE

Modificado de JICA (1982) e Silva *et al.* (1998)

SG-22XA Telêmaco Borba	SG-22XB Itararé
SG-22XC Ponta Grossa	SG-22XD Curitiba

Situação da área na articulação das Folhas 1:250.000

PLANIMETRIA

- Cidades
- Estrada pavimentada
- Estrada de terra
- Drenagens

GEOLOGIA

- ↗ Cavalgamentos
- - - Falhas inferidas
- Falhas transcorrentes sem indicação de movimentação
- Falhas transcorrentes com indicação de movimentação
- 42° / × Foliação Sn com mergulho medido/subvertical
- 45° / × Foliação Sn+1 com mergulho medido/subvertical
- 67° / × Foliação Sn+2 com mergulho medido/subvertical
- 35° / × Foliação milonítica com mergulho medido/subvertical
- 74° / × Foliação milonítica/cataclástica tardia com mergulho medido/subvertical
- 32° / × Lineação de intersecção com mergulho medido
- 7° / × Lineação de estiramento mineral com mergulho medido
- 13 Afloramentos visitados

ESCALA
0 5 10 km
1:250.000

ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO INVESTIGADA
ESCALA 1:250.000
PARTE INTEGRANTE DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Gilberto Alexander Kauffuss
São Paulo - 2001

LEGENDA

COMPLEXO ALCALINO DE TUNAS

- Sienitos, álcali sienitos e brechas vulcânicas

ROCHAS INTRUSIVAS GRANITÓIDES

- Granitos do Cerne (Nc) e Rio Abaixo (Nra): granitóides alcalinos pós orogênicos

SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES MESO A NEOPROTEROZOICAS

FORMAÇÃO VOTUVERAVA

- a b Filitos e metarritmitos (a); Rochas metabásicas (b)

FORMAÇÃO CAPIRU

- a b Sericita xistos e biotita xistos, metacalcários dolomíticos, filitos, metarritmitos e metarenitos (a); quartzitos (b)

FORMAÇÃO PERAU

- a b c Biotita xistos, metacalciossilicáticas e mármores dolomíticos (a); quartzitos e quartzitos micáceos (b); rochas anfibolíticas (c)

FORMAÇÃO BETARA

- a b c Mica xistos, filitos, filonitos e metacalciossilicáticas (a); quartzitos com intercalações de filitos (b); rochas metabásicas (c)

EMBASAMENTO

NÚCLEO BETARA

- × × Rochas miloníticas/protomiloníticas de composição sienogranítica
- + + Rochas miloníticas/protomiloníticas de composição granodiorítica

NÚCLEO SETUVA

- Rochas miloníticas de composição sienogranítica
- Rochas miloníticas/protomiloníticas de composição sienogranítica, monzogranítica e granodiorítica
- Rochas gnáissicas miloníticas

NÚCLEO DO TIGRE

- × × Rochas miloníticas/protomiloníticas de composição sienogranítica
- + + Rochas miloníticas/protomiloníticas de composição quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica

COMPLEXO ATUBA

- Gnaisses e gnaisses migmatíticos

Quadro cronológico dos terrenos dos núcleos de embasamento e Complexo Atuba (baseado em dados U-Pb, Pb-Pb, K-Ar e Ar-Ar)