**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS METABÁSICAS DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA:
REGISTRO DE UMA BACIA MESOPROTEROZOICA.**

WERNER WEBER

**ORIENTADOR: PROF. DR. OSWALDO SIGA JUNIOR
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ MANOEL DOS REIS NETO**

TESE DE DOUTORAMENTO

**SÃO PAULO
2004**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS METABÁSICAS DA FORMAÇÃO
ÁGUA CLARA: REGISTRO DE UMA BACIA MESOPROTEROZOICA**

WERNER WEBER

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

Examinadores: Prof. Dr. Carlos Mauricio Noce

Prof. Dr. Ian McReath

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

SÃO PAULO
2004

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900015633

**GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS METABÁSICAS DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA:
REGISTRO DE UMA BACIA MESOPROTEROZOICA.**

WERNER WEBER

**ORIENTADOR: PROF. DR. OSWALDO SIGA JUNIOR
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ MANOEL DOS REIS NETO**

TESE DE DOUTORAMENTO

**SÃO PAULO
2004**

***“A despedida não é o fim,
mas uma esperança de um novo encontro”***

Goethe

SUMÁRIO

pg	
Resumo	i
Abstract	ii
Agradecimentos	iii
1. INTRODUÇÃO	01
1.1 Definição de Propósitos	01
1.2 Áreas Investigadas	01
2. MÉTODOS	04
2.1 Estudos Geológicos convencionais	04
2.2 Estudos Petrográficos	05
2.3 Análises Geoquímicas	05
2.4 Estudos Geocronológicos	06
2.4.1 Método Ar-Ar e K-Ar	06
2.4.2 Método Rb-Sr	09
2.4.3 Método U-Pb	11
2.4.4 Método Sm-Nd	13
3. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	16
3.1 Complexo Atuba/ Núcleos do Embasamento	16
3.2 Compartimento Bocaiúva do Sul	18
3.3 Compartimento Rio Ribeira	18
3.4 Compartimento Guapiara	20
3.5 Compartimento Ribeirão Branco	20
3.6 Compartimento Campina dos Veados	21
3.7 Batólitos Cunhaporanga/Três Córregos e Granitóides associados	22
3.8 Bacia de Castro e Camarinha	24
4. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS	26
4.1 Quadro Geocronológico	32
4.1.1 Complexo Atuba/ Núcleos do Embasamento	32
4.1.2 Faixa Apiaí (seqüências metavulcanossedimentares)	34
4.1.3 Geocronologia e geoquímica isotópica de jazimentos do Vale do Ribeira	38
4.1.4 Batólitos Cunhaporanga/ Três Córregos e Granitóides associados	39
5. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA ÁREA	42
5.1 Rochas Calciossilicáticas	42
5.2 Mármore	46
5.3 Quartzitos	48
5.4 Xistos	48
5.5 Metabásicas e Anfibolitos	50
5.6 Maciços Graníticos	56
5.7 Rochas Subvulcânicas	57
Discussão	57
6. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS	58
Discussão	65
7. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS	68
7.1 Composição Química das Rochas Metabásicas	68
7.2 Derivação das Rochas Metabásicas	69
7.3 Ambiente Geotectônico	71
7.4 Elementos Terras Raras	75
Discussão	78
8. ESTUDO GEOCRONOLÓGICO	81

8.1 Rocha Metabásicas da região de Araçáiba - SP	82
8.2 Rochas Metabásicas da Região de Ribeirinha – Rio Branco do Sul, PR	91
8.3 Rochas Metabásicas da Região de Abapã	97
8.4 Resultados Ar-Ar em Minerais	98
8.5 Análises Rb-Sr	102
8.6 Análises Sm-Nd	105
Discussão	109
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
10. BIBLIOGRAFIA	115

ÍNDICE DE FIGURAS

	pg
Figura 01 - Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas, sudeste brasileiro	03
Figura 02 - Esquema geológico e compartimentação tectônica do sudeste brasileiro	25
Figura 6.1 - Estereograma 1- com os dados referentes a 110 medidas de superfícies Sn da região de Araçáiba – SP	62
Figura 6.2. - Estereograma 2 com os pólos das medidas de Sn (Araçáiba – SP)	62
Figura 6.3–Estereograma 3 – Pólos das medidas de Sn e Sn+1 dos pontos próximos à intrusão dos granitóides pertencentes CGTC	63
Figura 6.4 –Estereograma 4 – Pólos das medidas de Sn dos pontos próximos a intrusão dos granitóides pertencentes CGTC	63
Figura 6.5.- estereograma 5 - Pólos das medias de Sn para a região compreendida entre Ribeirinha (Rio Branco do Sul) e Abapã no Paraná	64
Figura 6.6. - Estereograma com 21 medidas de eixos de dobras mostrando a variação no caimento ora para NW ora para SE.	65
Figura 7.1 - Diagrama de Winchester e Floyd (Rev., 1977) com os dados referentes as rochas metabásicas e anfibolíticas pertencentes a Formação Água Clara, mostrando composição química similar a basaltos	69
Figura 7.2 Diagrama sílica x álcalis de Irvine e Baragar (1971), com os dados analíticos plotando no campo subalcalino	69
Figura 7.3 - Distribuição das rochas metabásicas/anfibolitos da Formação Água Clara em diagramas TiO ₂ x mg, Cr x mg, Ni x mg, TiO ₂ x Cr e TiO ₂ X Ni, propostos por Leake (1964) para separar rochas orto e para-derivadas	70
Figura 7.4 - Diagrama de Winchester (1980) para a caracterização química da origem dos protólitos das rochas metabásicas da Formação Água Clara.	71
Figura 7.5 - Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), sugerindo caráter toleítico para as rochas metabásicas da Formação Água Clara	72
Figura 7.6 - Diagrama FeO/MgO x SiO ₂ de Miyashiro, (1974), também sugerindo caráter toleítico para as rochas metabásicas	72
Figura 7.7- Diagrama de Jensen 1976 mostrando o resultado das análises que dividem-se entre os campos de toleítos de alto ferro e toleitos de baixo ferro	73
Figuras 7.8 A e 6.8B- Distribuição dos dados analíticos das rochas metabásicas da Formação Água Clara em diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos modernos, de Pearce e Cann, (1973)	74
Figura 7.9 - Diagrama discriminante Ti x Cr de Pearce (1975), exibindo um espalhamento dos dados referentes aos litotipos metabasíticos da Formação Água Clara.	74
Figura 7.10 - Diagrama de Shervais (1982), mostrando a divisão dos dados entre ambientes geotectônicos de toleitos de arcos e basaltos de fundo oceânico.	75
Figura 7.11 - Os dados das rochas metabásicas plotados em diagrama discriminante de ambientes geotectônicos (Meshede, 1986),	75
Figura 7.12 Padrões de ETR das rochas metabasíticas pertencentes à Formação Água Clara exibindo padrão tabular do primeiro conjunto	76
Figura 7.13 - Padrões de ETR das rochas metabasíticas pertencentes à Formação Água Clara com enriquecimento em ETRL representado o segundo conjunto	77
Figura 7.14 Padrões de ETR das rochas metabasíticas pertencentes à	77

Formação Água Clara exibindo depleção em Ce distinguindo-se dos dois primeiros grupos	
Figura 8.1 – Diagrama Tera-Wasserbourg com imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra WWD-03	84
Figura 8.2- Diagrama Concórdia para quarto frações da amostra WWD-03	85
Figura 8.3 - Gráfico Idade vs Temperatura para análises por evaporação de monocristal em filamento	85
Figura 8.4 - Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra de campo número WWD-32 e suas respectivas tipologias	87
Figura 8.5 Diagrama Concórdia da amostra de números campo WWD 33	88
Figura 8.6 – Diagrama concórdia referente a amostra WWD78, análise forçado a origem	89
Figura 8.7 - Diagrama concórdia com os pontos analíticos da amostra WWD-67	91
Figura 8.8 – Diagrama Tera-Wasserbourg com imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra WWD-60.	93
Figura 8.9- Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-60	94
Figura 8.10 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-26	95
Figura 8.11 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-25 (arredores de Rio Branco do Sul - PR).	96
Figura 8.12 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-19 (arredores de Abapã - PR)	98
Figura 8.13 Diagramas Ar-Ar em anfibólio, ams. WWD33	99
Figura 8.14 Diagramas Ar-Ar em muscovita, ams. WWD62	101
Figura 8.15 Diagrama Isocrônico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, RT	104
Figura 8.16– Diagrama isocrônico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com linha de referência para três amostras de rochas metabásicas intercaladas na formação Água Clara	105
Figura 8.17- Diagrama de evolução de Nd no tempo geológico. WWD 25 - riolito; WWD75, 46 e 66 são rochas máficas com forte contribuição crustal ou metamagmas. As linhas de evoluções de Nd entre 1.5 e 2.2 Ga foram calculados em estágio duplo com base em DePaolo et al 1991	107
Figura 8.18a - Diagrama isocrônica de referência Sm-Nd. Rochas máficas com forte contribuição crustal	107
Figura 8.18b - Diagrama isocrônica de referência Sm-Nd. Rochas máficas com pouca ou nenhuma contribuição	108
Figura 8.19 - Os valores ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} para T= 1.5Ga	109

INDICE DE FOTOS

Foto 5.1 – Afloramento de rocha calciossilicática alterada	44
Foto 5.2 – Intrusão de material quartzo feldspático em calciossilicática	44
Foto 5.3 - Dobras Dn fechadas em rochas calciossilicáticas	45
Foto 5.4 - – Fotomicrografia de rocha calciossilicática, composta por quartzo, plagioclásio, actinolita	45
Foto 5.5 – Afloramento de teto pendente na região de Ribeirinha - PR	47
Foto 5.6 – Fotografia de seção delgada de mármore impuro	47
Foto 4.3 – Fotografia de muscovita-biotita-quartzo xisto alterado exibindo dobra com padrão fechado (dobra Dn)	49
Foto 4.4 – fotomicrografia de quartzo-flogopita xisto	49

Foto 5.6 – Fotografia de afloramento de rocha metabásica na região de Araçáiba - SP	51
Foto 5.7 – Fotografia de típico afloramento de rocha metabásica na região de Abapã - SP	51
Foto 5.11 – Enclave de rocha metabásica no Granito Três Córregos.	52
Foto 5.12 – Foto de seção delgada, amostra WWD-33	52
Foto 5.13 - Foto de seção delgada, amostra WWD-26	53
Foto 5.14 – Fotomicrografia da lâmina de amostra WWD-33 exibindo aglomerado de clorita produto de retrometamorfismo associado a hidrotermalismo	54
Foto 5.15 – Turmalinas cristalizadas em arranjo radiado. Amostra WWD- 33 (luz plana, aum. 100X)	55
Foto 5.16 – Fotografia em detalhe do afloramento WWD-50 onde se observa dobra isoclinal com flancos rompidos – dobra Dn	56
Foto 6.1 – Boudins em mármore impuro	59
Fotografia 6.2 – Dobras com padrão fechado mais comum nos litotipos carbonáticos impuros.	59
Foto 6.3 – Microdobras assimétricas em rochas calciossilicáticas, a porção mais proeminente é composta por níveis quartzosos, enquanto os níveis cálcicos foram/são intemperizados com maior facilidade. Os Planos axiais destas crenulações definem uma clivagem de crenulação Sn+1	60
Foto 6.4 - Dobra em mármore impuros sobre uma superfície Sn, com padrão aberto. Internamente observa-se o desenvolvimento de uma superfície Sn+1 plano axial.	61
Foto 6,5 - Fotomicrografia de lâmina petrográfica onde se pode observar dobras intrafoliais de uma fase Dn.	67

RESUMO

A bibliografia relativa às unidades pré-Cambrianas do leste Paranaense e sudeste de São Paulo é extensiva, e perfaz mais de uma centena de trabalhos e relatórios publicados. O quadro gerado é confuso e fragmentário, caracterizado por uma imensa proliferação de denominações, muitas das quais informais e resultados de trabalhos localizados, contraditórias as normas estratigráficas. Uma destas Unidades, objeto deste estudo, é a Formação Água Clara. Esta seqüência literalmente “passeia” entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, sendo incluída ora no Grupo Setuva ora no Grupo Açungui. O enfoque deste trabalho fundamenta-se no estudo isotópico dos corpos metabásitos associados à Formação Água Clara e as suas relações com as encaixantes. A Formação Água Clara é constituída predominantemente por uma seqüência de rochas carbonáticas (mármore puros a impuros). Rochas calciossilicáticas, cálcio xistos, mica xistos, anfibólio xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, metabasitos, anfibolitos e cornubianitos. As rochas metabásicas estudadas normalmente têm dimensões longitudinais expressivas chegando a quilométricas, com dimensões transversais de até centenas de metros. São de coloração cinza – esverdeada, apresentam granulometria fina a média e textura normalmente nematoblástica. Ocorrem termos mais isotropos que exibem textura granoblástica. São compostos por piroxênios (diopsídio ou augita), anfibólios (actinolita e hornblenda) e plagioclásios (andesina/oligoclásio). Os acessórios mais comuns são apatita, magnetita, epidoto, titanita e raramente zircão. Em lâmina observam-se texturas ofíticas e subofíticas preservadas o que indica uma provável origem ígnea para esses corpos. Os dados geoquímicos sugerem composições semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias meso oceânicas (E-MORB) com tendências a basaltos de ilhas oceânicas (OIB). As características de basaltos toleíticos, subalcalinos semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias meso oceânicas com tendência a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), permitem sugerir como ambiente geotectônico gerador deste magmatismo básico, ambientes distensivos ou em bacias de retro arco. Os dados analíticos U-Pb (convencional, EMF e SHRIMP) obtidos para os litotipos metabásicos indicam épocas de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessas rochas durante o mesoproterozóico, com idades do intervalo 1.590 – 1470 Ma. Os valores Neoproterozóicos obtidos provavelmente referem-se a processos de recristalização e neoformação de zircões nas rochas metabásicas, colocação de rochas de natureza granítica e resfriamento regional da Formação Água Clara.

ABSTRACT

The bibliography related to the Precambrian units of eastern Paraná and southeastern São Paulo states is extensive, and encompasses more than a hundred published papers and reports. The resulting scenario is confusing and fragmented, characterized by an immense proliferation of terms, many of them informal and applicable only locally, thus contradicting stratigraphic norms. One of these units, object of this study, is the Água Clara Formation defined by Marini et al. (1967), which is a pile of impure calcareous rocks outcropping northwest of Rio Branco do Sul - Paraná. The main objective of this work is to present U-Pb isotopic data obtained from zircons of metabasic rocks and subordinate acid and associated rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region – São Paulo.

The Água Clara Formation is predominantly constituted by a sequence of carbonate rocks (pure to impure marbles), calc-silicate rocks, calc schists, mica schists, amphibole schists, quartzites, garnet-chlorite-biotite schists, metacherts, basic and intermediate metatuffs, metabasites, amphibolites and cornubianites. The metabasic rocks have in general expressive longitudinal dimensions reaching kilometers in length, and are hundreds of meters wide. They are greenish gray, fine- to medium-grained, and usually present nematoblastic texture. More isotropic terms also occur, showing granoblastic texture. They are composed of pyroxenes (diopside or augite), amphiboles (actinolite and hornblende), and plagioclases (andesine/oligoclase). The most common accessories are apatite, magnetite, epidote, titanite, and rare zircon. In thin section, preserved ophitic and subophitic textures are observed, indicating a probable igneous origin. The geochemical data suggest compositions similar to enriched midoceanic ridge basalts (E-MORB) tending to oceanic island basalts (OIB). The subalkaline, tholeiitic characteristics, similar to E-MOR basalts tending to OI basalts, suggest distension or back-arc environments as the geotectonic settings for the basic magmatism. The geochronologic and geochemical characteristics and structural patterns described for the Água Clara Formation metabasic lithotypes (probably sills and/or dikes) suggest volcanism periods with associated sedimentation related to the Mesoproterozoic, with ages close to 1500 Ma. Therefore such era represents an important mark in the evolution (sedimentation/volcanism) of the Apiaí Domain. The Neoproterozoic values obtained refer to zircon recrystallization and neoformation processes (affecting metabasites/amphibolites), emplacement of rocks of granitic/acid volcanic nature and regional cooling of the Água Clara Formation

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se possível graças à colaboração de diversos colegas, aos quais o autor deseja manifestar os mais profundos e sinceros agradecimentos.

Inicialmente gostaria de expressar a gratidão ao meu orientador **Prof. Dr. Oswaldo Siga Jr** pela orientação deste trabalho, pelas sugestões, críticas, paciência, liberdade e pela amizade.

Gostaria também de agradecer a minha grande companheira Patrícia Marques Magon por todos os momentos da nossa convivência que resultou em uma doce e belíssima criança, a Sofia (Pesiuzinha). **Obrigado pela vida!**

Gostaria também de agradecer aos meus amigos Claudia Regina Passarelli (Kau), Hélcio José dos Prazeres Filho, Ossama Mohamed Harara, Leonardo Fadel Cury, Dra. Rosa Bello, Anelize (UFPR) e Andreza (UFPR), Malú (UFPR) e Rebelo (CNEN-UFPR), pelo convívio do dia a dia, compreensão, ajuda, e estímulo, **muito obrigado!**

Os agradecimentos são igualmente extensivos aos amigos do CPGeo-USP, Dr. Kei Sato, Artur Takashi Onoe, Liliane Aparecida Petronilho, Walter M. Sprosser, Helen M. Sonoki, Ivone K. Sonoki, Solange Lucena de Souza, Lélia (estagiária que salvou uma amostra), e Vasco Antônio P. Silva que foram fundamentais na obtenção dos dados geocronológicos.

O transcorrer dos trabalhos de Campo e análises químicas, não seriam possíveis sem o auxílio financeiro da FAPESP e CNPq a quem agradecemos profundamente e reforçamos nossos votos de apreço e estima.

O autor gostaria de expressar o seu profundo agradecimento ao co-orientador Prof Dr. José Manoel dos Reis Neto, por todo apoio recebido, além da grande amizade.

Gratidão especial é endereçada aos meus sogros Ivo e Vera e aos colegas da pós-graduação do Instituto de Geociências Gelson Fambrini, Marco Aurélio (Agrô), Irena Sparrenberger, Mauro Cesar Geraldês, Marcelo Altafini, Francisco William (Chico Bill) e ao grande amigo Alexandre Feitosa Sales (Bruce).

E não posso esquecer da Ana Paula e Magali da secretaria de pós-graduação, muito obrigado pela preocupação e compreensão.

E por fim aos colegas professores da UFPR pelo convívio e a todos aqueles que de alguma forma acabaram se envolvendo com esta Tese.

Ops, ao meu irmão Armin muito obrigado pelo empréstimo, na hora mais importante, do computador.

A minha Mãe Herta pelos puxões de orelha e pelas orações.

E para terminar, aos grandes Arthur e Irineu do CCE - UFPR, muitíssimo obrigado pela recuperação de um disco rígido (HD) dado como perdido.

1- INTRODUÇÃO.

1.1 – Definição de Propósitos

Este trabalho iniciou-se em setembro de 1999, tendo como principal objetivo o estudo geológico – geocronológico de rochas metabásicas e anfibolíticas pertencentes à Formação Água Clara (Marini et al 1967), inserida no domínio da Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui, 1975).

A necessidade de estudos que caracterizassem épocas relacionadas à deposição, vulcanismo e mesmo metamorfismo das seqüências metavulcanossedimentares pertencentes a Faixa de Dobramentos Apiaí, acoplados à possibilidade, mesmo que remota, da obtenção de idades isotópicas precisas, despertou grande interesse nas pesquisas geocronológicas deste domínio.

A complexidade litológica, estrutural e a ausência de dados geocronológicos precisos são facilmente verificadas através de inúmeros trabalhos de cunho tectônico, envolvendo distintos modelos evolutivos e idades relacionadas desde ao final do Paleoproterozóico até ao Neoproterozóico. Os estudos setorializados, por outro lado, contribuíram não só para a proliferação da nomenclatura como também para a elaboração de inúmeras colunas estratigráficas, muitas das quais discrepantes. Neste contexto chama a atenção a Formação Água Clara, que literalmente “passeia” entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, sendo incluída ora no Grupo Setuva, ora no Grupo Açungui.

As metodologias isotópicas hoje disponíveis no CPGeo, acopladas ao refinamento analítico, função das salas super limpas, envolvendo filtros absolutos, reagentes e spikes super puros e equipamentos de grande definição (balanças, lupas e espectrômetros), permitem a análise de alguns ou um único cristal de certos minerais (zircão, badeleita, titanita), possibilitando a obtenção de idades precisas relacionadas à formação e/ou metamorfismo de rochas anfibolíticas e mesmo de vulcanismo/sedimentação de seqüências metavulcanossedimentares

1.2 - Área Investigada

A escolha da Formação Água Clara deve-se ao suporte geológico existente, advindos de mapeamentos em escala de semi-detalle realizados por alunos de graduação dos cursos de geologia da Universidade de São Paulo, bem como de

mapeamentos regionais realizados pela CPRM e Comissão da Carta Geológica do Paraná. Através destes foram selecionadas três áreas, uma localizada próxima à região de Araçáiba – SP, outra a ESE de Abapã – PR e outra na localidade de Ribeirinha - PR (figura 01). Tais áreas foram selecionadas por apresentarem grande variedade litológica, composta de seqüências de rochas calciossilicáticas, mármore puros a impuros, quartzos xistos, mica xistos, calcoxistos, quartzitos e intercaladas por rochas metavulcânicas e metabásicas passíveis de determinações geocronológicas.

Estudos de campo envolvendo a confecção de perfis geológico-estruturais, relações de contato, bem como análises petrográficas e geoquímicas precederam os estudos geocronológicos e foram fundamentais às interpretações relacionadas a possíveis ambientes de colocação dos litotipos vulcânicos.

No decorrer deste estudo, algumas dificuldades foram encontradas, principalmente na visualização das relações de contato entre os corpos metabásicos e as suas encaixantes; dificuldade na obtenção de cristais de zircão, mesmo que de apenas alguns poucos, nas rochas metabásicas e anfibolíticas; dificuldade no reconhecimento em lupa dos cristais de zircão por não apresentarem hábito característico comum a esse mineral.

A principal metodologia isotópica empregada refere-se ao U-Pb (zircões) aplicada a rochas metabásicas e anfibolíticas intercaladas nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara.

Outro método utilizado refere-se ao Ar-Ar, aplicado em minerais de anfibólio e muscovita, fornecendo valores relacionados à épocas de resfriamento das rochas (isotermas de 500°C e 300°C).

Análises Sm-Nd (T_{DM}) foram aplicadas nas rochas anfibolíticas e metabásicas, com o objetivo de se obter informações relacionadas às épocas de derivação do manto dos protólitos crustais dessas rochas.

Portanto, este trabalho fundamenta-se em estudos de campo, análises petrográficas, geoquímicas e principalmente geocronológicas, em uma tentativa de caracterizar, com relativa precisão, épocas relacionadas ao vulcanismo, sedimentação e metamorfismo das seqüências pertencentes à Formação Água Clara.

Figura 1 - Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas, sudeste brasileiro:

(1) – Cobertura quaternária; (2) – Bacia do Paraná; (3) – Bacias de Ante-País (Grupo Castro (NW) e Grupo Camarinha (SW)); (4) – Sienito Tunas; (5) – Complexo Batolítico Costeiro; (6) – Granitóides Sin a Pós-colisionais; (7) – Batólito Cunhaporanga; (8) – Batólito Três Córregos e corpos graníticos associados; (9) – Formação Votuverava; (10) – Formação Água Clara; (11) – Grupo Itaiacoca; (12) – Sequências Lajeado e Antinha; (13) – Formação Capirú; (14) – Sequências Perau e Betara; (15) – granitóides Alcalinos deformados e granitóides cálcico-alcalinos deformados; (16) – Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba}.

2- MÉTODOS

Serão discutidas aqui as metodologias utilizadas pelo autor para a elaboração deste trabalho. Tal discussão envolverá os estudos geológicos convencionais, os métodos geocronológicos, as análises geoquímicas e as análises petrográficas.

2.1 - Estudos Geológicos Convencionais

As sucessivas etapas pelas quais passou esta pesquisa podem ser assim resumidas:

- análise bibliográfica, com a finalidade de selecionar publicações de interesse às regiões estudadas, bem como de áreas adjacentes, neste caso visando uma melhor caracterização geotectônica do setor sudeste do Estado de São Paulo e nordeste do Estado do Paraná;

- estudos de campo, visando o reconhecimento dos principais litotipos que ocorrem nas duas áreas selecionadas para estudo. Foram utilizados nesta etapa os mapas plani-altimétricos do IBGE na escala 1:50.000 e mapas geológicos de semidetalhe (escala 1:25.000) produtos do curso de Mapeamento Geológico dos alunos do curso de graduação em geologia da USP, além de cartas geológicas da CPRM (escala 1:100.000 e 1:250.000) e da Comissão da Carta do Paraná (1:70.000);

- análise de imagens de satélite (escala 1:250.000) e fotos-aéreas (escala 1:25.000);

- digitalização de mapa plani-altimétrico na escala 1:50.000, com equidistância entre as curvas de nível de 20 em 20 metros, através de mesa digitalizadora, utilizando-se programa gráfico AUTOCAD 2000;

- trabalhos de campo e confecção de perfis geológicos, tendo por objetivo a caracterização dos litotipos das duas áreas e efetiva coleta de amostras para análises petrográficas, litogeoquímicas, e principalmente geocronológicas;

- confecção de esboço geológico, na escala 1:100.000, em microcomputador utilizando programas gráficos AUTOCAD e CORELDRAW versão 11.

2.2 Estudos Petrográficos.

Um total de 53 seções delgadas foram analisadas, envolvendo rochas metabásicas, milonitos, calciossilicáticas e xistos.

Os estudos petrográficos precederam as análises geoquímicas e geocronológicas, e foram de fundamental importância na seleção de amostras. Foram selecionadas amostras isentas ou praticamente isentas de alterações intempéricas e com a mineralogia e padrão estrutural passíveis de interpretações posteriores. As características mineralógicas, estruturais e metamórficas serão objeto de capítulos específicos.

2.3 - Análises Geoquímicas

Foram realizadas análises de elementos maiores, traços e terras raras em 18 amostras coletadas em diferentes afloramentos de metabasitos, todas intercaladas nas seqüências metassedimentares da Formação Água Clara.

Foram utilizadas amostras de rochas isentas de alteração, assumindo-se, como premissa para o tratamento dos dados geoquímicos, que as variações observadas nos teores dos elementos se referem à composição original da rocha. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química e ICP do DMG -IGc-USP segundo os seguintes critérios:

- seleção de amostras representativas das unidades mapeadas e com estudos petrográficos;
- quebra manual e posterior britagem em britador de mandíbulas;
- quarteamento e moagem, utilizando-se de moinho revestido em ágata

Os dados obtidos foram tratados em programa MINPET versão 2.02 para a confecção de gráficos e diagramas. Os dados relativos às análises químicas são apresentados no Apêndice 01.

2.4 - Estudos Geocronológicos

Neste trabalho foram realizadas 10 determinações radiométricas envolvendo rocha metabásicas, anfibolíticas e riolíticas, utilizando-se dos métodos, U-Pb, Ar-Ar e Sm-Nd (T_{DM}), realizadas em laboratórios do CPGeo-USP.

As preparações de amostras e interpretação geocronológica obedeceram às particularidades específicas inerentes a cada metodologia, conforme comentários a seguir.

2.4.1 Método Argônio Argônio (Ar-Ar) e Potássio – Argônio (K-Ar)

1) Preparação de amostras

Análises através dos métodos K-Ar e Ar-Ar são realizadas normalmente em minerais separados. Os mais adequados para análises desta natureza são anfibólios, seguidos de micas e de plagioclásio. A separação desses minerais segue os seguintes passos:

- fragmentação manual das amostras a níveis centimétricos (1-2 cm);
- redução da granulometria a níveis milimétricos, utilizando almofariz e pilão de ferro ou britador de mandíbulas;
- concentração do material em intervalos granulométricos que garantam a liberação total do mineral selecionado (não pode estar agregado a outros minerais, nem conter inclusões). Nesta etapa utilizou-se em paralelo o moinho de disco e um jogo de peneiras. As frações mais utilizadas referem-se aos intervalos 35-60; 60-100, e 100-150 mesh, função do grau de liberação do mineral selecionado.
- separação de minerais em aparelho tipo 'Frantz', através das diferentes susceptibilidades magnéticas. Foi necessário utilizar uma calibragem diferente da normalmente utilizada, pois mesmo em frações menores (abaixo de 100 mesh) estes encontravam-se associados a piroxênios,
- utilização de placa vibratória, que permite concentração de minerais placóides (tendem a ficar retidos) e prismáticos (tendem a rolar com a vibração).
- concentração em líquidos densos, tipo Bromofórmio ($d=2.9 \text{ g/cm}^3$). Os minerais menos densos (quartzo e feldspato) permanecem em suspensão no líquido, enquanto que os

de maior densidade (anfíbólio, biotita) tendem a decantar. Neste processo utiliza-se um funil de vidro que possui em sua extremidade basal um tubo de borracha com um dispositivo de interrupção de fluxo. Ao se colocar o bromofórmio no funil, adiciona-se a amostra, processando-se a separação. Após um intervalo de tempo necessário para separação, o dispositivo de fluxo é aberto, sendo coletado apenas o material mais pesado, enquanto que o mais leve permanece no funil. Este processo é efetuado dentro da capela de exaustão para evitar o escape de gases nocivos. O material coletado é lavado com álcool e submetido à secagem sob lâmpadas refletoras dentro da capela.

- limpeza final em lupa, através de catação manual.

a seleção de minerais como micas, anfibólios, e às vezes plagioclásios, é devido aos mesmos mostrarem-se favoráveis às datações K-Ar, por apresentarem temperaturas críticas de difusão/retenção de gás Argônio relativamente precisas, permitindo delimitar com nitidez diferentes províncias geocronológicas.

2) Técnicas Analíticas.

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 nêutrons rápidos. Depois de irradiada, a amostra deve ficar estocada durante 2 a 3 semanas para que se "esfrie", isto é, para que a radiação emitida caia a 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 relativas à metodologia Ar-Ar podem ser obtidas em Mc Dougall & Harrison (1988), Kawashita & Torquato (1999) e Renne (2000).

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 a 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 ao qual 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).

O argônio, 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 argônio 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 para os anfibólios e da ordem de 250°-300°C para as micas (Faure 1986, Haner 1991).

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

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

Para obtenção dos resultados K-Ar foram observados basicamente os procedimentos técnicos discutidos por Amaral *et al.* (1966) com inúmeras modificações introduzidas, desde então, pelo corpo técnico do CPGeo.

As análises de K, em duplicata, foram realizadas por ataque químico convencional e sua quantificação foi obtida por fotometria de chama em aparelho Micronal, modelo B-262. O argônio foi extraído em unidades de ultra alto vácuo, sob pressões inferiores a 10^{-7} mmHg e purificadas em fornos de cobre e titânio.

A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%, com base na utilização de padrões laboratoriais variados. Para o cálculo das idades, realizado em microcomputador, utilizaram-se as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1978), listadas a seguir:

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

$$\lambda_{\kappa} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

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

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

2.4.2 Método Rubídio-Estrôncio (Rb-Sr)– Rocha Total

1) Preparação de amostras

- As amostras são quebradas manualmente em pedaços com aproximadamente 5cm e a seguir britadas utilizando-se de um britador de mandíbulas. Os fragmentos ficam reduzidos a dimensões inferiores a 0,3 mm, quando se procede a quarteação. A fração selecionada é pulverizada a uma granulometria inferior a 200 mesh (0,074 mm).
- material é então analisado através de fluorescência de raios-X para dosagem semiquantitativa de Rb e Sr e conseqüente seleção das amostras a serem datadas. Após tal seleção, as amostras são analisadas quantitativamente através de fluorescência de raios-X e quimicamente:
- -deposita-se aproximadamente 0,1g de amostra em béquer 'saxillex' ao qual são adicionados 1 ml de ácido nítrico (HNO_3) concentrado e 2ml de ácido fluorídrico (HF) concentrado;
- -coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos;
- -mantém-se em aquecimento sob lâmpada, em evaporador, por 12 horas
- -dissolve-se com ácido clorídrico (HCl) 6N destilado e deixa-se sob lâmpada por uma noite;
- -evapora-se até a secar e dissolve-se com HCl 2,62 N;
- -transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga;
- -centrifuga-se durante tempo necessário para que o líquido fique transparente, ou seja, com o resíduo totalmente depositado no fundo. Após filtragem e passagem na coluna, devidamente calibrada, adicionam-se algumas gotas de ácido perclórico (HClO_4) a

50% e coloca-se para secar em evaporadores até a secagem total. Este ácido elimina a matéria orgânica da resina que por ventura escapou da coluna. O resíduo seco é levado para espectrômetro de massa para a análise isotópica.

2) Técnicas Analíticas

As idades Rb-Sr em rocha total, relativas a conjuntos cogenéticos são normalmente tratadas em diagramas isocrônicos, e indicam episódios formadores de rochas, em sentido extenso, por meio de quaisquer processos petrogenéticos que conduzam ao aparecimento de associações minerais bem definidas, provenientes de cristalização magmática ou de recristalização metamórfica. Na grande maioria dos casos são datáveis pelo método Rb-Sr processos petrogenéticos diversificados que levam a formação de rochas do tipo granítica ou assemelhada, processos estes referidos como granitização, anatexia, palingênese, metassomatismo, migmatização e metamorfismo de fácies anfibolito (Faure 1986, Cordani 1980).

A relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ isocrônica pode ser utilizada como traçador petrogenético, em que, de modo grosseiro, as rochas com $\text{r.i.} > 0,705$ indicam fontes crustais e aquelas com $\text{r.i.} < 0,705$ sugerem origem do manto superior ou crosta inferior. Os parâmetros citados necessitam de suportes adicionais, obtidos através de outras metodologias (Pb, Nd), uma vez que deve ser levada em conta a possibilidade de heterogeneidade do manto, bem como de mistura de materiais oriundos de diferentes fontes.

Nos modelos de cálculo de idades isocrônicas Rb-Sr, cabe mencionar que os métodos de regressão incluem fatores de peso alicerçados em desvios e erros analíticos em relação à reta, com base num nível de confiança estabelecido (e.g. Williamson 1968, Brooks et al. 1972). Adicionalmente, uma análise comparativa dos principais modelos de cálculo aplicados a exemplos brasileiros foi apresentada por Kawashita et al. (1990), com comentários a respeito de seleção de amostras e aspectos geológicos, que influenciam no sistema Rb-Sr.

O espectrômetro de massa utilizado é VG-354 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 semi-automática. O detector Daly tem uma sensibilidade 100 vezes maior que a taça de Faraday.

Os valores $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ foram normalizados em função da relação $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$, sendo as constantes utilizadas aquelas recomendadas por Steiger & Jäger (1978):

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2,59265$$

2.4.3 Método Urânio-Chumbo (U-Pb)

1) Preparação de amostras

Para este método foram coletadas em torno de 50 kg de amostra, que após fragmentação em britador de mandíbulas, foram reduzidas à granulação inferior a 150 mesh em moinho de disco. Os minerais pesados (zircão, titanita, granada, monazita, apatita, piroxênios, anfibólios, etc) são concentrados em mesa vibratória. A etapa seguinte consiste na utilização de líquidos pesados de diferentes densidades, tais como Bromofórmio ($d = 2.9$) e o Iodeto de Metileno ($d = 3.2$), com objetivo de eliminar os minerais indesejáveis, e concentrar o zircão. Os sulfetos existentes no concentrado são removidos com HNO_3 e as apatitas com HCl . O concentrado é então levado novamente ao separador magnético Frantz, onde são separadas várias frações de zircões com diferentes susceptibilidades ($M_6, M_5, M_4, \dots$). A razão disto é que existe uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a concentração de Pb no zircão. Com o auxílio de uma lupa, são selecionados cerca de 100-150 grãos de zircão de cada fração magnética a ser analisada. Escolhem-se cristais de zircão sem impurezas, bem formados e sem zonação. Então são submetidos a ataque químico em bombas de teflon até completa dissolução (três dias) utilizando-se de HF e HNO_3 . A solução é então retomada em HCl para posterior passagem em colunas de troca iônica, utilizando-se da resina catiônica AG-1-X-8 200-400 Mesh, para purificação de U e Pb, através da lixiviação de outros elementos químicos. No ataque químico foi utilizado *spikes* USP-1A.

2) Técnicas Analíticas

A metodologia U-Pb 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. A "memória" dos zircões, retendo idades de eventos iniciais, mesmo que apenas em seu núcleo, favorece sua aplicação ao estudo da evolução de terrenos policíclicos. Além disso, a resistência aos processos intempéricos permite a análise de zircões oriundos de rochas sedimentares. É também um

método muito utilizado na datação de deformações polifásicas onde, associados a dobramentos têm-se mobilizados neossomáticos com zircões, esfenos ou monazitas neoformados.

A metodologia utilizada observou os procedimentos técnicos descritos em Krogh (1973, 1982a e b) e Corfu & Stott (1986). Estas técnicas implicam num cuidadoso procedimento experimental, de modo a concentrar frações de zircões com diferentes susceptibilidades magnéticas, para posterior seleção em lupa.

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

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.

A intersecção superior da reta discórdia com a curva concórdia caracteriza a época de cristalização dos zircões. Para a intersecção inferior existem interpretações que a relacionam com uma perda episódica ou então, a uma perda contínua. Por outro lado, a idade definida pela intersecção superior será mais confiável quanto mais concordantes foram os pontos analíticos.

As características e rotina analítica do laboratório U-Pb, no CPGeo-USP encontram-se sintetizadas em Basei *et al.* (1994).

O espectrômetro de massa utilizado é o FINNIGAN MAT-262, sendo os resultados obtidos, calculados utilizando-se o "software" ISOPLOT (Ludwig 1993).

As constantes utilizadas nos cálculos das idades foram as seguintes (Steiger & Jäeger 1978):

$$\lambda_{U^{238}} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-10}$$

$$\lambda_{U^{235}} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$U^{238}/U^{235} = 137,88$$

2.4.4 Método Samário-Neodímio (Sm-Nd)

1) Preparação de Amostras

Os procedimentos de preparação de amostras são similares aos utilizados nos métodos Rb-Sr (quando em rocha total), e K-Ar (quando em minerais).

As técnicas de análises envolvem soluções ácidas ($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HCl}$) e copos savilex ou bombas (no caso de granadas, zircões e outros minerais refratários) à 180°C. A separação do Sm e Nd são efetuadas em duas etapas. Utilizando-se inicialmente de resina catiônica (AG-50W-X-8) e a seguir pó de teflon revestido com ácido ortofosfórico. As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, bem como as demais razões de Sm e Nd para o cálculo das concentrações, por diluição isotópica, são obtidas no CPGeo-USP em espectrômetro de massa multi-coletor, marca FINNIGAN MAT-262. As razões isotópicas de Nd foram normalizadas através da relação $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Por menores relativos às técnicas laboratoriais (digestão química, eluição, preparação e calibração de colunas de troca catiônica, deposição das amostras, análises espectrométricas, e cálculos de diluição isotópica) podem ser encontradas em Sato *et al.* (1995).

2) Técnicas Analíticas

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 de Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0Å), e com mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos, ao contrário do sistema Rb-Sr, onde os elementos possuem ciclos geoquímicos opostos. 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 difunde facilmente em 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, schelita, 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 mais tradicional. Entretanto para tais rochas, as concentrações de Sm e de Nd são muito baixas, na maioria dos casos, inferiores a 4 ppm.

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 pode levar a obtenção de idades Sm-Nd híbridas e sem significado geológico (Arndt & Goldstein 1987). O grau de fracionamento de Sm em relação à Nd pode ser estimado e os desvios minimizados, se forem conhecidas a idade do evento formador da rocha (Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb) e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ nesta época (valor médio obtido em várias determinações da mesma região). Neste caso utiliza-se de modelo de evolução em estágio duplo (Sato, 1998).

A comparação da razão $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ 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.

Informações relacionadas à 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.* (1995) e Sato (1998).

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

$$\lambda_{147} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,512638$$

$$(\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,1967$$

As razões isotópicas de Nd foram normalizadas em função da relação $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$.

3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Na figura 02 é apresentado um esboço geotectônico da porção sudeste do Paraná, onde se destacam dois domínios tectônicos maiores representados pela Faixa Apiaí e Complexo Atuba. Ocorre ainda, no âmbito desses domínios, expressiva granitogênes, com destaque aos Batólitos Três Córregos e Cunhaporanga, bem como importante sedimentação com vulcanismo associado, relacionado as bacias extencionais de Castro e Camarinha.

No presente trabalho, de cunho essencialmente geocronológico, optou-se pelo tratamento deste setor em grandes compartimentos, separados entre si por grandes lineamentos, reconhecidos nesses terrenos por diferentes autores. Foram considerados cinco (5) grandes compartimentos, denominados informalmente de: Compartimento Bocaiúva do Sul; Compartimento Rio Ribeira; Compartimento Guapiara; Compartimento Ribeirão Rio Branco e Compartimento Campina dos Veados conforme ilustrado na figura 02. Esses compartimentos são balizados a sudeste, através de expressivas zonas de cisalhamento, por terrenos granito-gnáissicos e migmatíticos pertencentes ao Complexo Atuba.

3.1 Complexo Atuba/Núcleos de Embasamento

O Complexo Atuba distribui-se na porção meridional da Faixa Apiaí, constituindo uma faixa relativamente estreita (extensões médias da ordem de 50 a 60 Km) e alongada segundo a direção NE-SW. Tem como cobertura os terrenos pertencentes ao Compartimento Bocaiúva do Sul (Seqüências Capirú, Turvo-Cajati e correlatos), limitando-se à sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (Microplaca Luís Alves), contatos esses que se fazem por importantes zonas de cisalhamento (Siga Jr. et al, 1995).

Predominam gnaisses bandados, migmatíticos, normalmente com estruturas estromáticas, a mesossoma de biotita-anfibólio gnaisse e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Os gnaisses bandados são normalmente leucocráticos, com termos mesocráticos, de granulação média e texturas granolepidoblásticas, granonematoblásticas e, por vezes, granoblásticas. São freqüentes intercalações de corpos anfibolíticos, por vezes granatíferos, gnaisses granulíticos, bem como de xistos magnesianos, que podem se constituir na litologia predominante (Silva et al, 1998^a; Reis Neto et al, 1998). São comuns feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização, cujos mobilizados brancos, por

vezes róseos, de granulação fina a média, até muito grossa, mostram-se normalmente concordantes com o bandamento gnáissico. Os litotipos descritos, incluídos no Complexo Atuba, encontram-se balizados no setor meridional por granitóides heterogeneamente deformados (Machiavelli et al, 1993; Siga Jr. et al, 2003; Harara, 2000).

Nas regiões do Tigre e Betara ocorrem como “janelas” estruturais em meio às seqüências metavulcanossedimentares, rochas gnáissico-migmatíticas, graníticas, miloníticas e xistos associados, (Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al, 2003) cujos dados geológicos não permitem ainda sua correlação com os litotipos do Complexo Atuba.

A correlação do Complexo Atuba com os terrenos a norte (Bloco Registro) é ainda objeto de discussão (Passarelli et al, 2002, 2003a, 2003b e 2004).

O Complexo Atuba preserva registros evolutivos do Arqueano (3100 – 2800 Ma) e principalmente do Paleoproterozóico (2200 – 1800 Ma), ciclo Transamazônico. Importante fase de migmatização é caracterizada durante o Neoproterozóico (Siga Jr. et al, 1995; Sato et al, 2003).

O estudo geocronológico não indica com precisão épocas relacionadas ao metamorfismo principal das rochas gnáissico-migmatíticas deste setor, caracterizando o intervalo 640 – 560 Ma como relativo ao resfriamento regional dessas seqüências com grande concentração de idade entre 620 e 600 Ma (principal período de resfriamento). Tal padrão reveste-se de fundamental importância, por caracterizar o posicionamento desses terrenos a isothermas inferiores a 450°C - 500°C (K-Ar em anfibólios) durante o Neoproterozóico. Acrescenta-se que os granitóides da Suíte Rio Piên, distribuídos na porção sul deste domínio, limitados por importantes zonas de cisalhamento, apresentam idades de formação do intervalo 620 – 600 Ma, sugerindo tratar-se de um magmatismo desenvolvido em período próximo ao de resfriamento deste setor.

As relações iniciais (Sr^{87}/Sr^{86})_i, relativas às rochas gnáissico-migmatíticas pertencentes ao Domínio Curitiba, embora precárias, mostram-se relativamente elevadas, tanto no Paleoproterozóico como no Neoproterozóico, sugerindo origem a partir de reservatórios crustais, com composições isotópicas de Sr similares às observações para os gnaisses granulíticos Luís Alves nesses períodos. Padrão isotópico distinto é observado para os granitóides deformados da borda sul deste Domínio (Suíte Rio Piên), que apresentam relações iniciais (Sr^{87}/Sr^{86}), inferiores às observadas para os gnaisses migmatíticos regionais.

Os valores de ϵNd mostram-se menos negativos no Paleoproterozóico (-1,2 a -6,5), do que no Neoproterozóico (-20 a -22), sugerindo neste último caso longo período de residência crustal dos protólitos dessas rochas.

3.2 - Compartimento Bocaiúva do Sul

Limita-se a sul pelas rochas do Complexo Atuba e a norte pelo Lineamento Lancinha. Inclui as seqüências Capiçu (Bigarella e Salamuni, 1956, 1958; Biondi, 1983); Setuva (Fritzens Jr. et al., 1982; Biondi, 1983); Turvo Cajati (Silva e Algarte, 1981); Serra das Andorinhas (Campanha et al., 1985, 1986) ou Rio Pardo (Campos Neto, 1983) e Complexo Gnáissico-migmatítico do Núcleo Setuva (Bigarella e Salamuni, 1956, 1958; Ebert, 1971; Schöll et al., 1980; Fritzens Jr. et al., 1982, Piekartz, 1981, 1984; Kaulfuss, 2001; Siga Jr et al, 2003).

Abrange parte dos municípios de Bocaiúva do Sul, Rio Branco do Sul, Campo Largo, e Curitiba, estendendo-se por uma área superior a 600 km². Nesse compartimento predominam mármore dolomíticos maciços, localmente silicosos, estromatolíticos, quartzitos e, subordinadamente, filitos (Seqüência Capiçu) e mica-xistos, quartzitos, metagrauvas, filitos, calcioxistos, anfíbolitos (Seqüência Turvo-Cajati).

O metamorfismo regional é do fácies xisto-verde zona da clorita (Seqüência Capiçu), permitindo o reconhecimento de estruturas primárias, algumas das quais indicativas de topo e base de camadas, atingindo o fácies anfíbolito (Seqüência Turvo-Cajati).

Neste compartimento destaca-se ainda a presença de rochas gnáissicos-migmatíticas, graníticas, anfíbolíticas e miloníticas (Núcleo Setuva), representantes da infraestrutura da Faixa Apiaí, associadas ao Complexo Atuba (Silva et al 1998a, 1998b, Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al, 2003).

3.3 - Compartimento Rio Ribeira

Este compartimento encontra-se limitado a sul pelo lineamento Lancinha e a norte pelos lineamentos Morro Agudo/Ribeira/Figueira/Agudos Grandes. Inclui as Seqüências Votuverava (Bigarella e Salamuni, 1958; Fritzens Jr. et al. 1982; Biondi, 1983); Perau (Piekartz, 1981; Takahashi et al., 1981); Setuva (Fritzens Jr. et al. 1982; Biondi, 1983); Iporanga (Leonardos, 1934; Daitx, 1980; Campos Neto, 1983; Chiodi Filho, 1984; Campanha et al., 1985, 1986); Mármore de Tapagem (Campanha 1991); Ribeirão das Pedras (Campos Neto, 1983; Campanha et al., 1985), bem como

os granitóides Morro Grande, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Capivara e Chacrinha (Fuck et al., 1967; Basei et al 2003a e b; Prazeres Filho et al, 2002; 2003 a, b e c; Kaulfuss, 2001; Cury et al, 2003 a e b) e Complexos Gnáissicos-migmatíticos Betara e Tigre (Piekarz 1981).

Neste compartimento predominam quartzitos, filitos e metassiltitos com laminação rítmica, além de metaconglomerados e lentes de metabasitos, ocorrendo raramente níveis de mármore dolomíticos e quartzitos grafitosos. Compreende uma seqüência metavulcanossedimentar, integralmente de baixo grau metamórfico, onde podem ser recuperadas diversas estruturas sedimentares (Silva et al, 1998a e b; Pires, 1991)

Caracteriza-se pela associação de espessos pacotes pelíticos a psamopelíticos, compostos por filitos, via de regra carbonosos, metaritmitos e metarenitos subordinados, incluindo também metacalcaernitos, todos de natureza turbidítica. Observa-se ainda expressiva interdigitação de domínios vulcanossedimentares representados por metabasitos diversos, rochas vulcanoclásticas e formações ferro-manganesíferas, sugerindo paleoambientes de águas profundas.

Trabalhos em rochas anfibolíticas deste compartimento (regiões de Rio Branco do Sul, Campo Largo, Tunas e Adrianópolis – PR) indicam filiação ortoderivada para esses litotipos, relacionados a magmatismo de composição basáltica, possivelmente de caráter intrusivo e idade Proterozóica (Maniese e Oliveira, 1997, 1998; Bartozievicz e Vasconcellos, 1998)

Estudos geocronológicos U-Pb (zircões) de rochas metabásicas das Seqüências Votuverava e Perau (superior) caracterizam idades do intervalo 1.500 – 1.450 Ma (Mesoproterozóico) como mínimas para a colocação desses litotipos e metamorfismo relacionado ao Neoproterozóico (~600 Ma), Basei et al 2003 e 2004.

Nos Núcleos Betara e Tigre ocorrem terrenos graníticos (latu sensu), cujos dados isotópicos U-Pb (zircão) indicam idades Arqueanas (3.100 – 3.000 Ma, Betara), e Paleoproterozóicas (2.200 – 2.100 Ma, Tigre). Predominam no âmbito desses núcleos sienogranitos, com características geoquímicas de granitos do tipo A, anorogênicos, com idades U-Pb (zircão) ao redor de 1.750 Ma. Representa um importante marco na região, provavelmente associado a Tafrogênese Estateriana. Idades desse intervalo relacionado a processos extensionais são reconhecidos em grande parte do continente Sul – Americano, notadamente em sua parte centro – oriental. Acredita-se que parte das formações Perau (inferior) e Betara possam ter

sua sedimentação relacionada a esse período. Acrescenta-se que a tectônica Neoproterozóica é reconhecida nesses núcleos através zircões (cristalizados/neocristalizados parcialmente), bem como através dos métodos Ar-Ar e K-Ar (próximos a 600 Ma).

3.4 - Compartimento Guapiara.

Este compartimento localiza-se entre os lineamentos Ribeira/Figueira e o Lineamento Quarenta Oitava. Inclui metaconglomerados, metarenitos, metarritmitos, metacalcários das seqüências Lajeado (Campanha et al., 1985, 1986); Antinha (Dias e Salazar Jr., 1987).

Esses litotipos são interpretados por diversos autores como representantes de uma seqüência plataformar de águas rasas, constituídas por alternância de pacotes relativamente espessos de composição carbonática e psamo-pelítica. O grau metamórfico é de baixo grau, preservando estruturas primárias do tipo marcas de ondas, laminações cruzadas e estratificações cruzadas. Sua subdivisão estratigráfica interna foi inicialmente reconhecida por Barbosa (1941), tendo sido admitida pelos demais autores com pequenas modificações. A coluna estratigráfica desses autores foi substancialmente modificada por Campanha et al (1985, 1986)

Ocorrem também neste compartimento rochas graníticas, representadas pelo Maciço Granítico de Itaóca, diques de granitos pórfiros e quartzo sienitos pórfiros (região de Barra do Turvo), quartzo-microclínio sienito pórfiro em Bombas, e um pequeno corpo granítico (região do Betarizinho).

Os dados geocronológicos existentes referem-se a determinações U-Pb (em zircões) em rochas da Seqüência Iporanga, indicativas de épocas de sedimentação relacionadas ao Neoproterozóico (Hachspacher et al, 2001 e 2003).

3.5 - Compartimento Ribeirão Branco

Este compartimento é limitado a sul-sudeste pelos lineamentos Morro Agudo/Quarenta Oitava e a norte-noroeste pelo lineamento Itapirapuã. Inclui as Seqüências Água Clara (Marini et al., 1967; Biondi, 1983; Weber et al 2003 a e b e 2004); Córrego dos Marques (Bistrichi et al., 1985); Complexo Granítico Três Córregos (Fuck et al., 1967; Trein et al., 1985; Prazeres Filho, 2000; Prazeres Filho et al 2003 a, b e c) e Complexo Gnáissico Migmatítico Apiaí Mirim (Takahashi et al., 1984, 1986). É constituído por uma seqüência heterogênea composta por metacalcarenitos, metacalcários micríticos, metacalcissiltitos e calcoxistos. Associados ocorrem formações ferríferas e xistos sugerindo natureza vulcanogênica

devido à sua composição mineralógica e presença de quartzo anguloso.

Uma característica marcante é a alternância de níveis centimétricos de tons cinza claro a cinza escuro, creme ou violáceo, marrom e esverdeado, seja nos termos carbonáticos puros seja nos impuros. Estão presentes ainda calcarenitos e rochas metabásicas. Estas últimas foram interpretadas por Pontes (1981) como sendo tufos almofadados. São registrados a ocorrência de metabasitos, na forma de possíveis *sills*, aflorantes sempre na forma de blocos ou de matacões.

Na região de Araçáiba/SP, Frascá *et al.* (1990) sugerem o desenvolvimento do magmatismo básico em vários períodos tectônicos. O primeiro seria de natureza toleítica, correspondente a basaltos transicionais de fundo oceânico ou toleítos de arco insular imaturo, relacionado ao estágio inicial de abertura da bacia ou ao período inicial de seu fechamento. O segundo corresponderia a basaltos shoshoníticos de margem continental ativa, relacionado ao estágio final de fechamento da bacia. Frascá *et al.* (1990) consideram ainda, um terceiro tipo de magmatismo básico, toleítico, de natureza continental, o qual teria se repetido no Mesozóico quando da intrusão dos diques de diabásio.

O metamorfismo é do tipo regional de médio grau, atestado sobre tudo pela presença de granada verificada na maioria dos litotipos presentes.

Os dados geocronológicos (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar) existente, referem-se a rochas metabásicas e anfibolíticas da Formação Água Clara. Caracterizam para a sedimentação, idades mínimas relacionadas ao Mesoproterozóico (1.600 – 1.500 Ma) e para o metamorfismo valores Neoproterozóicos (~600 Ma), Weber *et al* 2003 a, b e 2004.

3.6 - Compartimento Campina dos Veados

Incluiu as Formações Itaiacoca (Almeida, 1956; Biondi, 1983; Bistrichi *et al.*, 1985) bem como o Complexo Granítico Cunhaporanga (Fuck *et al.*, 1967), limitados a sul-sudeste pelo Lineamento Itapirapuã.

Distribui-se segundo uma faixa alongada de direção geral NE-SW, com largura média de 10 km, estendendo-se desde a região de Itaiacoca (PR) até Itapeva (SP). Os contatos das seqüências metavulcanossedimentares se fazem a noroeste com o Complexo Granítico Cunhaporanga, a sudoeste com o Complexo Granítico Três Córregos, ambos através de falhamentos.

Este compartimento apresenta litologias bastante diversificadas, podendo ser encontrados filitos, metassiltitos, metarritmitos, quartzitos, metarcósios, metavulcânicas, mármore dolomíticos e metabasitos (Prazeres Filho et al, 1998)

Almeida (1956) relata o estromatólito "*collenia itapevensis sp.*" como sendo o fóssil característico da formação. Fairchild (1976) classifica duas formas distintas de estromatólitos em mármore desta formação, nas proximidades da localidade de Itapeva – SP.

Souza (1990) e Reis Neto (1994), apresentam um empilhamento estratigráfico que diferem entre si, fundamentalmente, quanto à denominação da associação vulcanossedimentar e da disposição da associação de metassedimentos com metabásicas e anfibolitos intercalados.

Tem grande expressão neste compartimento, as rochas graníticas do Complexo Granítico Cunhaporanga. Este complexo é constituído predominantemente por monzo a sienogranitos, granodioritos e quartzo monzonitos (Reis Neto, 1994; Prazeres Filho, 2000). Predomina a textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos potássicos que atingem em média dois centímetros.

Estudos geocronológicos envolvendo isótopos de Sr, Pb e Nd, indicam para essas seqüências metavulcanossedimentares épocas de sedimentação relacionadas ao final do Mesoproterozóico/ início do Neoproterozóico (1.200 – 1.000 Ma), Reis Neto, 1994. Dados K-Ar em sericitas (fração fina) caracterizam para o metamorfismo idades Neoproterozóicas (630 – 610 Ma; Siga Jr et al, 2003).

3.7 - Batólitos Cunhaporanga/Três Córregos e Granitóides Associados

Os batólitos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos encontram-se alojados em meio as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí, apresentando direções gerais N30 –40E.

O Batólito Cunhaporanga ocupa a porção setentrional da Faixa Itaiacoca, é constituído predominantemente por monzogranitos e subordinadamente granodioritos porfiríticos, inequigranulares isotrópicos, ocorrendo também porções que exibem estrutura milonítica. As relações de contato entre este batólito com as rochas encaixantes da Seqüência Itaiacoca é intrusivo.

O estudo isotópico dessas rochas indicou idades distribuídas entre 1830 – 2740 Ma (Sm-Nd, Tdm, Reis Neto, 1994), relacionadas à separação manto-crosta de seus protólitos crustais.

Os poucos dados geocronológicos relativos às rochas gnáissicas deste complexo indicaram através do método isocrônico Rb-Sr idade de 746 ± 45 Ma (0,7069), interpretada por Reis Neto (1994) como relativa à época de formação desses litotipos. Dados Rb-Sr relativos às rochas graníticas e porções riolíticas deste complexo, quando plotado em diagrama isocrônico, mostraram forte desequilíbrio isotópico, indicando, respectivamente, valores da ordem de 616 ± 406 Ma (0,7164) e para os riolitos de Abapã 626 ± 14 Ma (0,7164). Tais valores foram interpretados por Reis Neto (1994) como representativos da época de formação dessas rochas.

O Batólito Três Córregos é constituído por monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e subordinadamente por tonalitos e sienogranitos. São normalmente porfiríticos, podem exibir deformação ou não.

As relações de contato deste com as encaixantes é tectônico (norte), definidos pela zona de cisalhamento Itapirapuã e intrusivo intrusivo nas seqüências pertencentes a Formação Água Clara

Os dados isotópicos apresentados por Reis Neto (1994), Gimenez Filho (1993) sugerem para as rochas do Complexo Granítico Três Córregos uma evolução policíclica, com protólitos derivados do manto durante o Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico), período este relacionado ao metamorfismo dos terrenos gnáissicos-migmatíticos do embasamento (isócronas Rb-Sr e U-Pb em zircões). Os dados geocronológicos indicam para a granitização sintectônica, período entre 790 e 660 Ma, com clímax registrado por volta de 720 Ma (idade U-Pb em zircões do granito Saival). Os dados K-Ar em biotitas, relacionados ao resfriamento dessas rochas, distribuem-se entre 600 e 629 Ma, representando idades mínimas de formação desses granitóides. Valores isocrônicos Rb-Sr relativos ao magmatismo pós-tectônico encontram-se representados pelos granitos Sguário (523 Ma) e Corrêas (480 Ma), cujos valores isocrônicos Rb-Sr mostram-se mais jovens que os observados através do método K-Ar em biotitas (578 Ma e 564 Ma, respectivamente).

Datações U-Pb (zircões) apresentadas por Prazeres Filho (2000) apontam um curto intervalo de tempo para a formação do litotipos do Batólito Cunhaporanga ao redor de 590 Ma. As rochas graníticas do Batólito Três Córregos, em contraste, apresentam idades de colocação entre 630 Ma (tonalitos e granodioritos deformados ou não) a 604 Ma (monzogranitos a quartzo-monzonitos).

Os dados isotópicos de Nd, Sr e Pb obtidos pelo mesmo autor sugerem que as rochas graníticas do Batólito Cunhaporanga e Batólito Três Córregos são

provenientes de fontes distintas, situadas em uma crosta continental Paleoproterozóica retrabalhada durante o Neoproterozóico. Essa interpretação é evidenciada pelas idades TDM distintas de 1.8 a 2.0 Ga (Batólito Cunhaporanga) e 2.2 a 2.4 (Batólito Três Córregos); pelos valores altamente negativos de ϵ_{Nd} (t=600 Ma) entre -11 e -13 (Batólito Cunhaporanga) e -17 a -19 (Batólito Três Córregos); pelas razões de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ (t=600 Ma) maiores que 0,709. Os isótopos de Pb sugerem fontes distintas na geração dessas rochas graníticas, com uma forte contribuição de crosta superior para o Batólito Cunhaporanga e crosta inferior para o Batólito Três Córregos.

Os litotipos graníticos de ambos os batólitos apresentam tendências cálcio-alcalina de médio a alto K, sugestivo de ambientes de margens continentais ativas (Gimenez Filho, 1993; Reis Neto, 1994; Guimarães, 2000; Prazeres Filho et al 2001, 2003)

Os corpos graníticos intrusivos nas seqüências metavulcanossedimentares pertencentes a Faixa Apiaí ou mesmo nos batólitos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Morro Grande, Piedade, Joaquim Murtinho, Carambeí, Capão Bonito, Sguário, Corrêas entre outros), são constituídos por rochas do tipo A, sugestivos de ambientes tardi a pós-orogênicos. Os valores que melhor representam a idade de formação destas rochas distribuem-se no intervalo 590 – 560 Ma (Leite, 1993; Prazeres Filho, 2000 e 2003; Picanço 2000; Goraieb, 2001; Cury, 2003; Cury et al 2003a e 2003b).

3.8 - Bacias de Castro e Camarinha.

As bacias de Castro e Camarinha representam importantes marcos na evolução tectônica do setor sul-sudeste brasileiro. São representados por uma sucessão de sedimentos epiclásticos (conglomerados polimíticos, brechas, arenitos, siltitos/argilitos ritmitos, etc), com importantes contribuições de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (Castro), depositadas em depressões crustais relacionadas a Faixa de dobramentos Apiaí. Dados U-Pb SHRIMP em zircões de rochas vulcânicas pertencentes a Bacia de Castro acusaram idade de 543 ± 12 Ma (Cordani et al, 1999).

A Bacia Camarinha representa, segundo Moro (2000), uma unidade de Transição Neoproterozóico – Eocambriano. Está depositada discordantemente sobre os metassedimentos das seqüências Capiirú, Votuverava e Água Clara. Os litotipos pertencentes à Bacia Camarinha mostram-se deformados pela zona de cisalhamento Lancinha.

Os dados geocronológicos referentes a Bacia Camarinha, resumem-se a datações Rb-Sr em frações finas de lamitos por Moro (2000), resultando em idades isocrônicas relativamente jovens, 433 ± 6 Ma e 483 ± 3 Ma.

Figura 1 - Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas, sudeste brasileiro: (1) – Cobertura quaternária; (2) – Bacia do Paraná; (3) – Bacias de Ante-País {Grupo Castro (NW) e Grupo Camarinha (SW)}; **Compartimento Campina dos Veados**: (7) – Batólito Cunhaporanga [600-590], (11) – Grupo Itaiacoca [c.635Ma]; **Compartimento Ribeirão Branco**: (8) – Batólito Três Córregos e corpos graníticos associados [630-600Ma], (10) – Formação Água Clara [c.1450Ma]; **Compartimento Guapiara** (12) – Sequências Lajeado e Antinha [Neoprot.?]; **Compartimento Rio Ribeira**: (9) – Formação Votuverava [c.1450Ma], (14) – Sequências Perau e Betara [1540My], (15) – granitóides Alcalinos deformados [1750My] e granitóides cálcico-alcalinos deformados [2100My], (6) – Granitóides Sin a Pós-colisionais [590-570My], (4) – Sienito Tunas [85My]; **Compartimento Bocaiúva**: (13) – Formação Capirú; **Compartimento Atuba**: (16) – Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba, (5) – Complexo batolítico Costeiro

4- EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

A bibliografia relativa às unidades pré-Cambrianas do leste Paranaense e sudeste de São Paulo é extensa, e perfaz mais de uma centena de trabalhos e relatórios publicados. O quadro gerado é confuso e fragmentário, caracterizado por uma imensa proliferação de denominações, muito das quais informais e resultado de trabalhos localizados, contraditórios as normas estratigráficas. Uma destas unidades, objeto deste estudo geocronológico, é a Formação Água Clara. Esta seqüência literalmente “passeia” entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, sendo incluída ora no Grupo Setuva ora no Grupo Açungui.

Os trabalhos de cunho geológico do pré-cambriano paranaense e sudeste paulista foram motivados desde cedo devido aos importantes jazimentos minerais encontrados na região. Os trabalhos realizados durante a segunda metade do século XIX até meados da década de 50, envolveram principalmente o reconhecimento geológico destes terrenos.

Neste período, o precursor dos estudos geológicos na região foi Derby, que em 1878, separa dois pacotes rochosos distintos, aos quais denominou de séries “Não Cristalofilianas” (atribuídas ao Arqueano) e “Cristalofilianas” (do Cambriano ao Siluriano Inferior).

O primeiro mapa geológico regional, em escala 1:1.000.000, foi apresentado por Oliveira, em 1927. Neste trabalho, o autor caracteriza as rochas metassedimentares do primeiro planalto paranaense, constituída por xistos argilosos, quartzitos e calcários. Nomeia este conjunto de “Série Assunguy” e lhe atribui idade Ordoviciano.

Oliveira e Leonardos (1943) colocam este conjunto no Algonquiano e, sugerem ainda para esta série uma deposição em um mar relativamente profundo. Para as rochas gnáissicas descritas, estes mencionam um padrão de dobramento com caimento de eixo de direção nordeste.

Maack (1947) reestudando a Série Açungui, coloca-a no Eo-algonquiano, englobando nesta série rochas metassedimentares epimetamórficas como filitos, micaxistos, clorita xistos, talco xistos, incluindo extensas lentes de calcários 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.

O mesmo autor, em 1953, apresenta um mapa geológico do Estado do Paraná, em escala 1:750.000, compartimentando o embasamento em duas unidades principais: o complexo cristalino, relacionado à Era Azóica (Arqueano), dispondo-se como uma faixa de direção noreste-sudoeste; e os gnaisses mais recentes, associado às faixas de rochas metamórficas da Série Açungui, além de uma série de intrusões pós-Açungui.

Bigarella *et al.* (1956) caracterizam no Complexo Cristalino, a presença de gnaisses predominantemente paraderivados, quartzitos e outras rochas metamórficas. A série Açungui, de idade Algonquiana, compreenderia filitos, quartzitos e rochas calcárias indiscriminadas.

No mesmo ano, Bigarella e Salamuni (1956) individualizam dentro da Série Açungui duas formações distintas separadas por uma discordância angular e metamórfica: a Formação Setuva (base) e a Formação Capiirú (topo). A primeira, constituída por um conjunto de rochas representadas principalmente por sericita quartzitos, filitos e gnaisses, distribuídos estruturalmente no núcleo de um grande anticlinal, com eixo mergulhando para sudoeste.

Almeida (1956), em trabalhos realizados na região de Itaiacoca e Serra das Antas, sugere a denominação de Formação Itaiacoca para designar um conjunto de mármore dolomíticos, quartzitos, filitos e metabasitos, que ocorrem neste setor. Devido às semelhanças no seu conteúdo fossilífero (*Collenia* sp.) e litológico, o autor correlaciona este conjunto à Formação Capiirú, idéia reforçada por Bigarella e Salamuni (1958a).

Concomitantemente, Bigarella e Salamuni (1958b) definem a Formação Votuverava, colocando-a no topo da série Açungui. Esta formação, em discordância erosivo-angular com as rochas da Formação Setuva, é representada principalmente por mármore dolomíticos e filitos.

Bigarella e Salamuni (1967), julgando inadequada a utilização do termo Série Açungui, propõem a denominação de Grupo Açungui, denominação esta que recebe concordância de Marini *et al.* (1967).

A primeira tentativa em posicionar a Formação Água Clara numa coluna estratigráfica foi efetuada por Marini *et al.* (1967), que na mesma oportunidade redenomina a Série Açungui para Grupo Açungui. Os autores verificaram que as litologias desta unidade repousam em aparente discordância estrutural sobre a

formação Votuverava. Desta forma, os autores posicionaram as litologias desta unidade no topo do Grupo Açungui.

Fuck *et al.* (1969) acrescentam ao mapa geológico da porção pré-Devoniana do Estado do Paraná, a Formação Setuva representada por gnaisses e micaxistos.

Marini (1970) sugere, durante o mapeamento da Folha Rio Branco do Sul, não incluir a Formação Setuva no Grupo Açungui, levando em consideração padrões geológicos distintos, tais como: discordância angular; brusca mudança do grau metamórfico e diferenças nas direções dos eixos de dobras existentes entre as rochas da Formação Setuva e da Formação Capirú.

Marini (1970) menciona a existência de uma discordância estrutural entre as Formações Água Clara e Votuverava e um contato por “aparente falha”, interpretação esta corroborada por Ebert (1971), Fuck *et al.* (1971) e Popp *et al.* (1979).

O empilhamento estratigráfico do Grupo Açungui é discutido por Ebert (1971), que admite contatos tectônicos entre as Formações Capirú, Votuverava e Água Clara. Sugere ainda que cada pacote corresponda a uma nappe, caracterizando uma sobreposição tectônica e não necessariamente de natureza estratigráfica. Admite a hipótese de que essas formações sejam contemporâneas e que as suas posições atuais sejam devidas a um processo de acavalamento por nappes.

Fuck *et al.* (1971) reforçam as correlações entre as Formações Capirú e Itaiacoca, colocando-as lado a lado. Mantêm a Formação Água Clara no topo do Grupo Açungui e consideram a Formação Setuva como embasamento deste Grupo, interpretação essa corroborada por Scholl (1981) e Scholl *et al.* (1982).

Algarte *et al.* (1972) apresentam no mapa da Folha Itararé (1:250.000) continuidade entre as rochas do embasamento a sul (representadas principalmente por migmatitos heterogêneos, localmente com anfibolitos e corpos ultrabásicos), e as da Formação Setuva (composta por termos gnáissicos do tipo *augen*, leptinitos, muscovita-biotita gnaisses, xistos quartzo-micáceos de transição e quartzitos a muscovita).

No mapa da Folha Curitiba, escala 100.000 (Projeto Leste do Paraná, Batolla Jr. *et al.*, 1977a) os terrenos de embasamento são representados principalmente por migmatitos embrechíticos e epibolíticos, com intercalações subordinadas de outros tipos de migmatitos, granulitos, anfibolitos, quartzitos e xistos magnesianos.

Silva *et al.* (1981) adota o mapa de Batolla Jr. *et al.* (1977a), incluindo à nordeste da cidade de Bocaiúva do Sul, a presença de ortognaisses e paragnaisses, e

subordinadamente de *augen* gnaisses, hornblenda gnaisses, biotita gnaisses, milonito gnaisses e raras intercalações de xistos e metabasitos, todos relacionados ao chamado Grupo Setuva. O contato com os metassedimentos do Grupo Açungui, através do perfil geológico, é marcado, no rio Capivari, por falhamento normal.

Em estudos realizados no vale do Rio São Sebastião, Veiga e Salomão (1980) descreveram uma seqüência vulcanosedimentar, polimetamórfica, complexa e intensamente deformada, intercalada por quartzitos denominando-a de Formação São Sebastião e que seria intermediária entre o Grupo Açungui e a Formação Setuva.

Fritzsos et al (1982) retiram a Formação Água Clara da base do Grupo Açungui situando-a no topo do Grupo Setuva, sem, contudo esclarecer os critérios utilizados para tal modificação. Atribui idade do Proterozóico Médio para a Formação Água Clara, sem contudo utilizar datações radiométricas.

Pontes (1981, 1982), verificou que a Formação Água Clara é constituída de pelo menos duas associações distintas, uma representada por intercalações de níveis de metapelitos, metapsamitos, rochas carbonatadas puras e impuras, além de litologias de origem clástica, denominada pelo autor de Seqüência São Silvestre. A outra associação, predominantemente carbonática, é composta por mármore bandados e foliados a qual denominou de Seqüência Serrinha. Posiciona essas seqüências da Formação Água Clara na base do Grupo Açungui por identificar metassedimentos típicos de águas profundas, metamorfismo de fácies xisto verde alto a médio, ocorrência de dobras isoclinais quase sempre rompidas, indicativos de incremento de deformação e metamorfismo em relação às Formações Capirú e Votuverava. Estas características levaram o autor a sugerir um ciclo tectônico anterior para a Formação Água Clara, provavelmente do Proterozóico Médio.

Chiodi Filho et al (1983), reconheceram em mapeamento realizado na Folha Capão Bonito núcleos de embasamento pré - Açungui constituído predominantemente de rochas gnáissicas. Designaram de Suíte Metamórfica Apiaí - Mirim e Suíte Metamórfica Rio Abaixo e atribuíram idades Arqueano - Proterozóico Inferior. Sobreposto a este embasamento ocorrem as seqüências Açungui I, II e III (Projeto Anta Gorda (MMJA/JICA. 1981, 1982, 1983). A Formação Açungui I é correlacionável à Formação Água Clara. Chiodi Filho et al (1984), ao trabalhar na região de Guapiara e Apiaí, admitem, função de diferenças no padrão estrutural e metamórfico que as Formações Água Clara, Perau e Turvo-Cajati pertençam ao Grupo Setuva.

No mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:500.000: Biondi 1983) o embasamento é considerado como Pré-Setuva, de idade Proterozóica Inferior. A oeste da cidade de Curitiba predominam migmatitos oftalmíticos e embrechíticos com paleossoma de biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses e hornblenda gnaisses com quartzitos subordinados. A leste da cidade de Bocaiúva do Sul há o predomínio de gnaisses rosados, cataclásticos, com variações locais para gnaisses graníticos e migmatitos também cataclásticos.

No mapeamento das folhas Araçatuba e Barra do Chapéu realizado por Bistrichi et al (1985), foram identificadas rochas admitidas como pertencentes ao Complexo pré – Setuva e Complexo Setuva. Neste último foram incluídos os metassedimentos da Formação Água Clara, de idade, segundo os autores, Proterozóica Inferior. Os litotipos da Formação Córregos dos Marques foram incluídos no Grupo Açungui, de idade Proterozóica média ao Superior.

Takahashi et al (1986) reconhece a continuidade, nas folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, dos litotipos pertencentes ao Complexo Metamórfico Apiaí – Mirim sobreposto pelos metassedimentos correlacionáveis a Formação Água Clara.

Soares (1987), integrando as seqüências tectônico-sedimentares à tectônica deformadora, propôs o termo Complexo Água Clara – Perau – Setuva para designar unidades litológicas até então denominadas como grupo ou formação.

Reis Neto e Soares (1987), caracterizaram uma forte deformação cisalhante associada a um regime tectono-termal essencialmente dúctil. Sugerem uma maior intensidade deste regime nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara.

No mapa geológico do Estado do Paraná (Mineropar, 1986), observa-se a continuidade do embasamento a sul com o Complexo Setuva, admitido como de idade Proterozóica Inferior. Engloba migmatitos bandados, gnaisses fitados, gnaisses ocelares, quartzitos a magnetita e subordinadamente, lentes de anfíbolitos, metabásicas, serpentinitos e talco-xistos.

O mapa geológico do Estado do Paraná, publicado em 1989 (DNPM / MINEROPAR), mantém as rochas de embasamento no Proterozóico Inferior, denominando o Complexo Setuva como Complexo Gnáissico Migmatítico. Neste predominam migmatitos oftalmíticos ou estromáticos, com paleossomas de biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, mica-quartzo xistos, metaultrabásitos e

anfibolitos. Apresentam modificações na cartografia da Formação Capirú, englobando na mesma a faixa de xistos circunjacentes a Antiforma do Setuva.

Almeida (1989) e Almeida et al (1986) descrevem, na região de Araçáiba (SP), rochas carbonáticas constituídas predominantemente por cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, mármore impuros, metabasitos e quartzitos. Almeida (op cit) considera o Proterozóico inferior como a idade mais provável de deposição da referida formação.

Também na região de Araçáiba (SP), Frascá et al (1990) classificam o magmatismo básico em três tipos principais: um de natureza toleítica (estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento); o segundo constituído por basaltos shoshoníticos (margem continental ativa / estágio final de fechamento da bacia) e o terceiro representado por um magmatismo básico toleítico de natureza continental.

Os principais estudos relacionados aos terrenos metavulcanossedimentares do Grupo Açungui, envolvendo mapeamentos geológicos, análises faciológicas e estrutural e modelamento tectônico, se referem a Fiori e colaboradores (que publicaram mais de uma dezena de trabalhos na década de 80, sintetizados e revisados em Fiori, 1990, 1992 e Fiori & Gaspar 1993), e aos trabalhos desenvolvidos por Campanha (1987) e Soares (1987).

A existência de diversas e distintas colunas estratigráficas desses terrenos metavulcanossedimentares caracteriza a dificuldade no posicionamento das unidades geológicas em termos estratigráficos e tectônicos. O trabalho de Fassbinder (1996), mostra a existência de cerca de 40 colunas geológicas sugeridas (notadamente para o Grupo Açungui), várias das quais bastante discrepantes. Posiciona a Formação Água Clara na base do Grupo Açungui, por apresentar metamorfismo e deformação progressiva mais intensa que as demais formações (Votuverava, Capirú, Itaiacoca).

No âmbito regional, merecem destaque os trabalhos de Hasui (1986), Soares (1987), Campanha (1987; 1991); Campanha e Sadowski (1998;1999), Fiori (1990, 1992), Fiori e Gaspar (1993), Reis Neto (1994), Soares e Rostirolla (1997), Hackspacher *et al.* (1997) e Wernick (1997), que abordam de modo integrado estudos relacionados a ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo (incluindo plutonismo e vulcanismo), caracterização estrutural, geofísica, geocronologia, compartimentação tectônica, entre outros.

Nos últimos anos os trabalhos de cunho geocronológicos se intensificaram, contribuindo significativamente ao quadro estratigráfico desses terrenos. O Maciço de

Joinville (Hasui et al, 1975) foi compartimentado em três grandes segmentos, com características próprias e distintas (Complexo Atuba/Microplaca Curitiba; Microplaca Luís Alves e Batólito Paranaguá). O contexto tectônico relacionado aos terrenos Atuba (Microplaca/Terrenos profundos acrescidos/Terrenos suspeitos), possível continuidade da Microplaca Luís Alves rumo aos Maciços Serra Negra/Itatins e justaposição do Cinturão Paranaguá, são motivos de controvérsia na literatura (Siga Jr., 1995; Siga Jr. et al, 1995; Basei et al, 1998, 1999, 2000; Sato & Siga Jr., 2001; Sato et al, 2003; Harara et al, 2001, 2003 e 2004; Passarelli et al, 2003 e 2004).

No âmbito da Faixa de Dobramentos Apiaí, os estudos geocronológicos caracterizam importantes cicatrizes relacionadas à Tafrogênese Estateriana (~1750 Ma), notadamente em rochas pertencentes aos núcleos Betara e Tigre (Kaulfuss, 2000; Cury et al, 2002 e 2003). Grande parte da sedimentação e vulcanismo associado às seqüências Votuverava, Perau e Água Clara relacionam-se ao Neoproterozóico (1500 – 1450 Ma: Campanha, 1991; Fassbinder, 1996; Maniesi, 1997; Daitx et al, 1990; Datix, 1996; Basei et al, 2001, 2003 e 2004; Siga Jr. et al 2001, 2003a e 2003b; Weber et al, 2000, 2001, 2003 e 2004; Juliani et al, 2001; Hackspacher et al, 2001 e 2003). Destacam-se no âmbito dos Maciços Graníticos estudos geológicos - geocronológicos de Reis Neto, 1994; Gimenez Filho, 1993; Prazares Filho et al, 2001, 2003a e 2003b). Estudos geocronológicos envolvendo as seqüências Itaiacoca, Capiirú, Turvo-Cajati, Lageado, Iporanga, bem como granitóides deformados em meio às seqüências metavulcanossedimentares são de fundamental importância à compreensão da evolução tectônica desta faixa de dobramentos.

4.1 - QUADRO GEOCRONOLÓGICO

Neste item serão analisados de modo sucinto os principais dados geocronológicos pertencentes aos terrenos de embasamento, seqüências metavulcanossedimentares e complexos graníticos associados.

4.1.1 Complexo Atuba/Núcleos de Embasamento

O Complexo Atuba distribui-se na porção meridional da Faixa Apiaí, constituindo uma faixa relativamente estreita (extensões médias da ordem de 50 a 60 Km) e alongada segundo a direção NE-SW. Tem como cobertura os terrenos pertencentes ao Compartimento Bocaiúva do Sul (Seqüências Capiirú, Turvo-Cajati e correlatos),

limitando-se à sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (Microplaca Luís Alves), contatos esses que se fazem por importantes zonas de cisalhamento (Siga Jr. et al, 1995).

Predominam gnaisses bandados, migmatíticos, normalmente com estruturas estromáticas, a mesossoma de biotita-anfibólio gnaiss e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Os gnaisses bandados são normalmente leucocráticos, com termos mesocráticos, de granulação média e texturas granolepidoblásticas, granonematoblásticas e, por vezes, granoblásticas. São freqüentes intercalações de corpos anfibolíticos, por vezes granatíferos, gnaisses granulíticos, bem como de xistos magnesianos, que podem se constituir na litologia predominante (Silva et al, 1998^a; Reis Neto et al, 1998). São comuns feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização, cujos mobilizados brancos, por vezes róseos, de granulação fina a média, até muito grossa, mostram-se normalmente concordantes com o bandamento gnáissico. Os litotipos descritos, incluídos no Complexo Atuba, encontram-se balizados no setor meridional por granitóides heterogeneamente deformados (Machiavelli et al, 1993; Siga Jr. et al, 2003; Harara, 2000).

Nas regiões do Tigre e Betara ocorrem como “janelas” estruturais em meio às seqüências metavulcanossedimentares, rochas gnáissico-migmatíticas, graníticas, miloníticas e xistos associados, (Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al, 2003) cujos dados geológicos não permitem ainda sua correlação com os litotipos do Complexo Atuba.

A correlação do Complexo Atuba com os terrenos a norte (Bloco Registro) é ainda objeto de discussão (Passarelli et al, 2002, 2003a, 2003b e 2004).

O Complexo Atuba preserva registros evolutivos do Arqueano (3100 – 2800 Ma) e principalmente do Paleoproterozóico (2200 – 1800 Ma), ciclo Transamazônico. Importante fase de migmatização é caracterizada durante o Neoproterozóico (Siga Jr. et al, 1995; Sato et al, 2003).

O estudo geocronológico não indica com precisão épocas relacionadas ao metamorfismo principal das rochas gnáissico-migmatíticas deste setor, caracterizando o intervalo 640 – 560 Ma como relativo ao resfriamento regional dessas seqüências com grande concentração de idade entre 620 e 600 Ma (principal período de resfriamento). Tal padrão reveste-se de fundamental importância, por caracterizar o posicionamento desses terrenos a isothermas inferiores a 450°C - 500°C (K-Ar em anfibólios) durante o Neoproterozóico. Acrescenta-se que os granitóides da Suíte Rio Piên, distribuídos na

porção sul deste domínio, limitados por importantes zonas de cisalhamento, apresentam idades de formação do intervalo 620 – 600 Ma, sugerindo tratar-se de um magmatismo desenvolvido em período próximo ao de resfriamento deste setor.

As relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$)_i, relativas às rochas gnáissico-migmatíticas pertencentes ao Domínio Curitiba, embora precárias, mostram-se relativamente elevadas, tanto no Paleoproterozóico como no Neoproterozóico, sugerindo origem a partir de reservatórios crustais, com composições isotópicas de Sr similares às observações para os gnaisses granulíticos Luís Alves nesses períodos. Padrão isotópico distinto é observado para os granitóides deformados da borda sul deste Domínio (Suíte Rio Piên), que apresentam relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), inferiores às observadas para os gnaisses migmatíticos regionais.

Os valores de ϵNd mostram-se menos negativos no Paleoproterozóico (-1,2 a -6,5), do que no Neoproterozóico (-20 a -22), sugerindo neste último caso longo período de residência crustal dos protólitos dessas rochas.

4.1.2 Faixa Apiaí (Seqüências Metavulcanossedimentares)

A Faixa Apiaí (Hasui *et al.*, 1975) é representada por uma seqüência de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares localizadas no leste paranaense e sudeste de São Paulo. Esta faixa inclui núcleos de embasamento (Tigre, incluindo Perau e Anta Gorda, e Betara, incluindo Ouro Fino e Alto Açungui), destacando-se ainda o grande número de batólitos e stocks graníticos, que ocorre em meio aos metassedimentos.

As isócronas Rb-Sr obtidas por Batolla Jr. *et al.* (1977b), recalculadas por Teixeira (1982), incluem diferentes litotipos, tais como xistos, filitos, gnaisses e neossomas de migmatitos do Grupo Setuva. Tais dados mostraram-se bastante dispersos em diagrama isocrônico, permitindo o traçado de três alinhamentos distintos com idades de 1420 ± 120 Ma ($r_i = 0,7166 \pm 0,0030$), 1212 ± 55 Ma ($r_i = 0,7112 \pm 0,0024$) e 586 ± 8 Ma ($r_i = 0,7434 \pm 0,0006$). O primeiro valor foi associado ao evento metamórfico que afetou as rochas do Grupo Setuva, o segundo relacionado ao metamorfismo impresso nos xistos da formação Perau, e o terceiro como representante de um episódio rehomogeneizador, associado a um metamorfismo de baixo grau impresso nessas seqüências.

Campanha (1991) apresenta uma isócrona Rb-Sr para os metabasitos da Formação Perau (Seqüência Rio das Pedras) com idade de 1745 ± 14 Ma ($r_i=0,7089 \pm 0,0001$). Este diagrama alinha somente quatro pontos, três dos quais bastante próximos entre si (razões Rb/Sr entre 0,3 e 0,4), estando o quarto ponto analítico posicionado próximo à origem, definindo a relação inicial. Trata-se, portanto, de uma idade que deve ser encarada com ressalvas, necessitando de dados adicionais que confirmem tal valor. O mesmo autor apresenta estudos isotópicos Rb-Sr relativos aos xistos da Formação Setuva (Seqüência Turvo – Areado, em Barra do Turvo), com idade isocrônica de 728 ± 26 Ma ($r_i=0,7089 \pm 0,0008$) e ardósias da Formação Perau (Seqüência Rio das Pedras, Estrada Iporanga-Caverna do Diabo) com idade isocrônica de 765 ± 35 Ma ($r_i=0,7316 \pm 0,0005$). Ambos valores isocrônicos foram interpretados pelo autor como relativos a épocas de metamorfismo que afetaram essas seqüências. Acrescente-se que os pontos analíticos mostraram-se relativamente dispersos nos diagramas isocrônicos, conferindo elevados erros às idades, bem como valores elevados de MSWD.

Daitx et al (1990) apresentam uma idade isocrônica de 850 ± 85 Ma ($r_i=0,705$) para o Gabro de Apiaí, interpretada como relativa a época de intrusão desse corpo. Análise K-Ar (biotitas) acusou valor de 675 ± 41 Ma (Silva *et al.*, 1981) interpretado como relativo ao resfriamento dessas rochas abaixo da isoterma de 300°C . Dados K-Ar adicionais encontram-se reportados em Teixeira (1982) e refere-se a rochas gnáissicas e filíticas pertencentes à Formação Setuva, cujos valores distribuiu-se entre 780 e 540 Ma, interpretados como idades mínimas, relacionadas ao resfriamento dessas seqüências durante o evento geodinâmico brasileiro.

Reis Neto (1994) realizou estudos geocronológicos em rochas metavulcânicas que ocorrem no âmbito da Faixa Itaiacoca, envolvendo as formações Abapã, Bairro dos Campos e Água Clara, utilizando-se de isótopos de Sr, Pb e Nd, em rocha total e minerais.

As rochas metavulcânicas da formação Abapã ocorrem como litotipos foliados intercalados às rochas metassedimentares. Os dados isotópicos de Pb, Sr e Nd mostraram forte desequilíbrio isotópico, indicando um amplo intervalo de tempo associado à formação dessas rochas (1700-1250 Ma) e conseqüentemente relacionado à sedimentação dessas seqüências. As idades Sm-Nd (T_{DM}) apresentam valores

próximos a 2100 Ma, caracterizando para a diferenciação manto-crosta dos protólitos crustais dessas rochas, épocas relacionadas ao Paleoproterozóico.

O estudo geocronológico da Formação Bairro dos Campos envolveu isótopos de Sr, Pb e Nd de rochas metabásicas e de mármore. Os dados apresentam idades próximas de 1080 Ma e 1123 Ma, interpretadas pelo autor como, respectivamente, de geração dos metadoleritos e de sedimentação/diagênese das rochas calcárias.

Reis Neto (1994) interpreta no âmbito da Faixa Itaiacoca, os valores isotópicos relativos ao final do Mesoproterozóico (1250-1100 Ma), como representativos da época de sedimentação e vulcanismo associado. Não podemos, porém descartar a hipótese de representarem épocas relacionadas ao metamorfismo impresso nessas seqüências. Nesse sentido, estudos radiométricos envolvendo minerais como anfibólios, biotitas e plagioclásios (K-Ar e Ar-Ar), zircões, badeleítas, titanitas e monazitas (U-Pb) seriam de grande importância na caracterização de épocas relacionadas ao vulcanismo e conseqüente sedimentação, bem como de metamorfismo impresso nas rochas dessa faixa.

Para a Formação Água Clara foram realizadas análises isotópicas Pb-Pb, e Sm-Nd em rochas ortoanfibolíticas, interpretadas pelo autor como possivelmente cogenéticas aos metadoleritos da formação Bairro dos Campos. A pequena quantidade de análises efetuadas, acoplada ao desequilíbrio isotópico observado (pontos não alinhados em diagramas Pb-Pb), não permitiu interpretar se a idade obtida (± 910 Ma) associa-se a sedimentação das rochas metaclasto-químicas da Formação Água Clara ou metamorfismo superimposto aos anfibolitos.

Maniesi (1997), Maniesi & Oliveira (2000), apresentam idades K-Ar em concentrado de anfibólio de rochas anfibolíticas de Adrianópolis – PR (675 ± 21 Ma) e de plagioclásios de metabásicas da mesma região (1456 ± 25 Ma), neste caso em cristais admitidos pelo autor como preservados do metamorfismo. Apresenta ainda um valor K-Ar em anfibólio de 881 ± 46 Ma, obtido em anfibolitos da região de Campo Largo.

Estudos utilizando isótopos estáveis (O^{18}) realizados por Fassbinder (1996), indicaram que a Formação Água Clara é mais jovem que 1,3 Ga, a Formação Votuverava com idades próximas a 0,9 Ga e a Formação Capirú/ Itaiacoca mais antigas que 0,7 Ga, e sugere que novos estudos geocronológicos sejam realizados, para confirmar ou não a sobreposição de bacias (Água Clara, Votuverava, Capirú).

Daitx (1996) apresenta isócrona Rb-Sr (rocha total) em metafelsitos da seqüência superior da Formação Perau, com idade de 1283 Ma (ri de 0,7079) e de xistos da mesma formação com 730 Ma (ri de 0,7893).

Dados isotópicos U-Pb (zircões) relacionados a seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Serra do Itaberaba foram apresentados por Juliani et al (2000), que obtiveram valores de 1395 ± 10 (meta andesitos da Formação Pedra Preta), 1.449 ± 3 Ma e 619 ± 3 Ma (respectivamente para xenocristais e zircão de metariolitos da Fm. Nhanduçu).

Para as seqüências metavulcânicas do Grupo São Roque, Hackspacher et al (2000) apresentam valores Neoproterozóicos sugerindo tratar-se de uma bacia de back-arc de regime extensional, desenvolvida entre 628 e 605 Ma.

Registros radiométricos relacionados ao final do Paleoproterozóico (~1750 Ma) foram reconhecidos em rochas sienograníticas das regiões do Tigre e Betara, estendendo-se possivelmente à região do Cerne (Kaulfuss, 2000; Cury et al, 2002, 2003a e 2003b). Acredita-se que parte das seqüências metavulcanossedimentares admitidas como Betara e Perau (inferior) possam ter sua sedimentação relacionada também a esse período. Idades desse intervalo (1800 – 1600 Ma) relacionadas a processos predominantemente extensionais são reconhecidos em grande parte do continente Sul-Americano, notadamente em sua porção centro-oriental. Representam importantes cicatrizes associadas provavelmente à ruptura do Supercontinente Atlântico (Brito Neves et al, 1995; Sato & Siga Jr., 2001).

Idades K-Ar de 1450 ± 25 Ma foi obtida por Maniesi (1997) em plagioclásios de rochas metabásicas de Adrianópolis – PR, que preservam texturas ofíticas e subofíticas, caracterizando uma mineralogia pouco modificada por processos metamórficos.

Estudo geocronológico feito por Oliveira et al (2002), através de isócronas Sm/Nd em minerais (plagioclásio, rocha total e piroxênio) em rochas metabásicas de Apiaí e Adrianópolis, no âmbito da seqüência Lajeado, resultaram em valores ao redor de 850 Ma, que foram interpretadas pelos autores como relativos a épocas de diferenciação do manto dos protolitos crustais. Admitem idades Neoproterozóicas para a cristalização do Gabro Apiaí, função dos dados U-Pb 617 ± 4 Ma (Hackspacher et al 2000).

Padrão isotópico distinto (U-Pb, zircões), relacionado ao Mesoproterozóico (1500 – 1450 Ma) é sugerido para grande parte do vulcanismo de natureza básica associado às seqüências metavulcanossedimentares da Faixa Apiaí (Formações Perau, Votuverava e Água Clara: Basei et al, 2003 e 2004; Weber et al, 2003a, 2003b e 2004). Tal período (Mesoproterozóico) representa importante marco geocronológico na evolução (sedimentação/vulcanismo) do Domínio Apiaí. Acredita-se, neste cenário, que as seqüências Capiirú e Itaiacoca (Siga Jr. et al, 2003) possam ter sua evolução relacionada ao início do Neoproterozóico, enquanto as seqüências Lageado, Antinha e Iporanga tenham sedimentação associada ao final do Neoproterozóico.

A tectônica Neoproterozóica parece ser responsável pela exposição de grande parte desses terrenos, que se colocaram a isothermas com temperaturas inferiores a 300°C e/ou mesmo 500°C nesse período (Siga Jr., 1995).

Tal quadro isotópico modifica substancialmente muitas das colocações e interpretações de cunho geotectônico antes apresentadas.

4.1.3 Geocronologia e Geoquímica isotópica de jazimentos do Vale do Ribeira

Inúmeras análises isotópicas de Pb e Sr foram realizadas em rochas do Vale do Ribeira, associadas a mineralizações de Pb, W, Sn além de concentrações de calcita e barita (Damasceno e Bittencourt, 1968; Melcher *et al.*, 1973; Cassedane e Lasserre, 1970).

Análises isotópicas de Pb realizadas através do Projeto Anta Gorda, MMAJ-JICA (1982, 1983) envolvendo jazimentos dessa região, levaram os autores a distinguir duas seqüências: Tipo Perau e Canoas (idades próximas a 1,4 Ga) e tipo Panelas (idades entre 1,2 e 1,0 Ga), utilizando modelos de Cumming & Richards, 1975.

Tassinari *et al.* (1990) realizaram novas determinações Pb-Pb em galenas da região, que permitiram juntamente aos dados disponíveis a caracterização de dois grupos distintos de jazimentos. As galenas de jazimentos do tipo Perau apresentaram composições pouco radiogênicas de Pb, e idades distribuídas no intervalo 1,7 a 1,6 ba., relacionadas à época de sedimentação (Stacey & Krammers, 1975).

Os jazimentos tipo Panelas, por outro lado, apresentaram razões comparativamente mais radiogênicas, com idades distribuídas no intervalo 1,3 a 1,1 ba., indicativas de contribuições de Pb envolvendo fontes distintas. Algumas amostras

apresentaram composições isotópicas extremamente radiogênicas fornecendo idades cujo significado geológico é duvidoso (Stacey & Krammers, 1975).

Análises isotópicas de galenas obtidas em amostras coletadas no depósito aurífero do Piririca (Nogueira, 1990) mostraram-se similares às observadas para os jazimentos tipo Panelas, com idades modelo (Stacey & Krammers, 1975) entre 1,3 e 1,2 ba.

Tassinari e Mello (1994) e Mello (1995) apresentam estudos isotópicos de Sr associados as mineralizações de W e Sn do corpo granítico de Itaóca, no vale do Ribeira. As razões Sr^{87}/Sr^{86} obtidas para calcitas (0,7103 e 0,7109) mostraram-se similares às observadas para os mármore encaixantes (0,7100 e 0,7110). No entanto estas razões (Sr^{87}/Sr^{86}) em wollastonitas associadas a mineralização ficaram entre 0,7092 e 0,7093, coincidentes com a observada para o corpo granítico de Itaóca, quando calculada para 600 Ma. Tais valores sugerem que as razões Sr^{87}/Sr^{86} dos fluidos mineralizadores sejam de natureza endógena.

Ronchi et al (1993) apresentam 11 determinações Sm-Nd para os depósitos fluoríticos de Mato Preto, Sete Barras, Volta Grande e Mato Dentro. O número restrito de dados para cada depósito impossibilitou a confecção de isócronas. Foram propostas alternativamente, algumas linhas de referência, com valores de 1200 Ma, 300 Ma e 65 Ma.

Daitx (1996) ao estudar os depósitos sulfetados tipo Perau, sugere que a deposição dos sedimentos daquela sequência ocorreu no Mesoproterozóico, dado pelas razões Sr^{87}/Sr^{86} (em baritas) entre 0,7053 e 0,7068, muito semelhante a água do mar naquele período

4.1.4 Batólitos Cunhaporanga/Três Córregos e Granitóides Associados

O maciço Cunhaporanga ocupa a porção setentrional da Faixa Itaiacoca. O estudo isotópico dessas rochas indicou idades distribuídas entre 1830 – 2740 Ma (Sm-Nd, Tdm, Reis Neto, 1994), relacionadas à separação manto-crosta de seus protólitos crustais.

Os poucos dados geocronológicos relativos às rochas gnáissicas deste complexo indicaram através do método isocrônico Rb-Sr idade de 746 ± 45 Ma (0,7069), interpretada por Reis Neto (1994) como relativa à época de formação desses litotipos. Dados Rb-Sr relativos às rochas graníticas e porções riolíticas deste complexo, quando

plotado em diagrama isocrônico, mostraram forte desequilíbrio isotópico, indicando, respectivamente, valores da ordem de 616 ± 406 Ma (0,7164) e para os riolitos de Abapã 626 ± 14 Ma (0,7164). Tais valores foram interpretados por Reis Neto (1994) como representativos da época de formação dessas rochas.

Os dados isotópicos apresentados por Reis Neto (1994), Gimenez Filho (1993) sugerem para as rochas do Complexo Granítico Três Córregos uma evolução policíclica, com protólitos derivados do manto durante o Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico), período este relacionado ao metamorfismo dos terrenos gnáissicos-migmatíticos do embasamento (isócronas Rb-Sr e U-Pb em zircões). Os dados geocronológicos indicam para a granitização sintectônica, período entre 790 e 660 Ma, com clímax registrado por volta de 720 Ma (idade U-Pb em zircões do granito Saival). Os dados K-Ar em biotitas, relacionados ao resfriamento dessas rochas, distribuem-se entre 600 e 629 Ma, representando idades mínimas de formação desses granitóides. Valores isocrônicos Rb-Sr relativos ao magmatismo pós-tectônico encontram-se representados pelos granitos Sguário (523 Ma) e Corrêas (480 Ma), cujos valores isocrônicos Rb-Sr mostram-se mais jovens que os observados através do método K-Ar em biotitas (578 Ma e 564 Ma, respectivamente).

Datações U-Pb (zircões) apresentadas por Prazeres Filho (2000) apontam um curto intervalo de tempo para a formação do litotipo do Batólito Cunhaporanga ao redor de 590 Ma. As rochas graníticas do Batólito Três Córregos, em contraste, apresentam idades de colocação entre 630 Ma (tonalitos e granodioritos deformados ou não) a 604 Ma (monzogranitos a quartzo-monzonitos).

Os dados isotópicos de Nd, Sr e Pb obtidos pelo mesmo autor sugerem que as rochas graníticas do Batólito Cunhaporanga e Batólito Três Córregos são provenientes de fontes distintas, situadas em uma crosta continental Paleoproterozóica retrabalhada durante o Neoproterozóico. Essa interpretação é evidenciada pelas idades TDM distintas de 1.8 a 2.0 Ga (Batólito Cunhaporanga) e 2.2 a 2.4 (Batólito Três Córregos); pelos valores altamente negativos de ϵ_{Nd} ($t=600$ Ma) entre -11 e -13 (Batólito Cunhaporanga) e -17 a -19 (Batólito Três Córregos); pelas razões de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ ($t=600$ Ma) maiores que 0,709. Os isótopos de Pb sugerem fontes distintas na geração dessas rochas graníticas, com uma forte contribuição de crosta superior para o Batólito Cunhaporanga e crosta inferior para o Batólito Três Córregos.

Os maciços graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara se mostram mais jovens, com dados U-Pb (zircões) próximos a 560 Ma (Cury, 2003; Cury et al 2003a e 2003b).

5 - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA ÁREA

As seqüências metavulcanossedimentares pertencentes à Formação Água Clara distribuem-se em dois compartimentos principais, o primeiro no sudeste Paranaense e o segundo no sul-sudeste de São Paulo. O primeiro compartimento localiza-se nas proximidades de Rio Branco do Sul, onde as rochas metavulcanossedimentares da Formação Água Clara encontram-se balizadas a NNW pelo Batólito Granítico Três Córregos, que se mostra intrusivo nessas seqüências. A SSE o limite é tectônico, balizado pela zona de cisalhamento Morro Agudo. No segundo compartimento, essas rochas distribuem-se a NNE da localidade de Apiaí/Araçaíba, sendo limitadas a SSE através de zonas de cisalhamento com as seqüências pertencentes ao Subgrupo Lajeado e correlatos. A NNW é balizado por rochas graníticas pertencentes ao Batólitos Três Córregos.

Os principais litotipos encontrados nessa região são: rochas calciossilicáticas, mármore puros a impuros e xistos (anfíbólio xistos, quartzo xistos e mica xistos). Intercalam-se pacotes de quartzitos e corpos de rochas metabásicas e anfibolíticas, muitas vezes com dimensões longitudinais expressivas quando comparadas às dimensões laterais.

A seguir serão descritos de modo sucinto os principais litotipos observados no âmbito da Formação Água Clara nas duas áreas objeto de estudo.

5.1 ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS

As rochas calciossilicáticas têm ampla distribuição no contexto da Formação Água Clara. Estas rochas apresentam intercalações de bandas de quartzitos, xistos, mármore, dolomitos e metabasitos. Apresentam como característica principal de campo um bandamento milimétrico a centimétrico, dado pela intercalação de níveis com diferentes composições mineralógicas (calcita/dolomita, anfibólios, diopsídio, flogopita/clorita/biotita, feldspatos, quartzo, etc.). Esses minerais encontram-se diversificadamente combinados nos diferentes níveis, exibindo coloração cinza-esverdeado a cinza-claro quando frescas e realçando tonalidades ocre quando intemperizadas (fotografia 5.1). A granulação normalmente é fina a média. Rochas

quartzo-feldspáticas ocorrem como veios, concordantes ou mesmo discordantes do bandamento, notadamente próximos aos maciços graníticos (fotografia 5.2).

As rochas calciossilicáticas exibem uma foliação marcante, dada pela orientação de filossilicatos, paralela a subparalela ao bandamento composicional (S_n). Desenvolve nesta superfície tremolita-actinolita, clorita, flogopita, biotita e granada. Refere-se a uma superfície de baixo a médio ângulo, presente em praticamente todos os afloramentos.

Trata-se de uma foliação bem desenvolvida, penetrativa e disposta em geral paralelamente ao antigo acamamento sedimentar. As dobras D_n são normalmente de dimensões centimétricas, fechadas a isoclinais, desenhadas pelo acamamento reliquiar.

Observa-se em alguns afloramentos uma segunda superfície fina, penetrativa e que forma um pequeno ângulo com S_n , por vezes subparalela, dado pela reorientação e cristalização de filossilicatos definindo uma superfície de crenulação diferenciada S_{n+1} . Estas superfícies encontram-se crenuladas e/ou dobradas (fotografia 5.3). Referem-se a dobras, desenhadas pelas superfícies S_n e S_{n+1} , e podem ser observadas em nível de afloramento, como também em mapas e estereogramas. São normalmente abertas, simétricas a assimétricas. Uma clivagem plano axial é normalmente observada definindo uma superfícies S_{n+2} .

Petrograficamente as rochas calciossilicáticas são compostas principalmente por diopsídio, hornblenda/actinolita, plagioclásio, quartzo e clorita. Secundariamente ocorrem biotita, carbonatos, epidoto e flogopita. Os acessórios mais comuns são, granada, apatita, zircão, turmalina, titanita e opacos - geralmente sulfetos (fotografia 5.4).

Texturalmente essas rochas variam de granoblásticas a garnolepidoblásticas.

As paragêneses minerais diopsídio + oligoclásio/andesina + epidoto $\pm$ carbonato $\pm$ actinolita/tremolita, indicam para essas rochas grau médio de metamorfismo. Um retrometamorfismo do fácies xisto verde zona da clorita, geralmente é sugerido pela presença de clorita em agregados sem orientação definida. Quando a granada está presente, uma transformação para clorita e óxidos/hidróxidos é observada.

O retrometamorfismo pode associar-se a processos de termo-metamorfismo e/ou hidrotermalismo, uma vez que nas áreas de estudo ocorrem inúmeros corpos ígneos associados ao Maciço Granítico Três Córregos. É comum observar-se em campo apófises de material granítico em meio aos metassedimentos.

Fotografiografia 5.1 - Afloramento de rocha calciosilicática alterada, onde é observável a coloração ocre e a intercalção de cores dado pela alternância de bandas com composições diferenciadas, formando a superfície Sn

Fotografiografia 5.2 – Intrusão de material quartzo-feldspático em rocha calciosilicática. Observar que a intrusão segue o padrão de dobramento da encaixante.

Fotografia 5.3 Dobras Dn fechadas em rochas cálciossilicáticas

Fotografia 5.4 – Fotomicrografia de rocha calciossilicática, composta por quartzo, plagioclásio, actinolita e diopsídio, nicóis cruzados , aumento 40X.

5.2 MÁRMORES.

Os mármore ocorrem como bancos, lentes, camadas, normalmente intercaladas nos termos calciossilicáticos. Ocorrem também como teto pendente em intrusões graníticas (fotografia 5.5).

Os mármore geralmente exibem bandamento de cor cinza claro a médio e granulação fina. Este bandamento composicional é dado pela alternância de níveis constituídos de mármore impuros e de mármore puros. As bandas constituídas por mármore impuros (carbonato, quartzo, actinolita, flogopita, muscovita, biotita, clorita e por vezes epidoto e granada almandina), são normalmente mais espessas chegando a métricas. Já as bandas com mármore puro (carbonato dolomítico e/ou calcítico) são normalmente centimétricas. Os acessórios mais comuns são clorita e opacos.

A textura predominante é granoblástica, podendo ser granolepidoblástica nos termos mais impuros.

A estrutura dessas rochas é dada pelo bandamento composicional, e paralela a subparalela a este se desenvolve uma foliação S_n , melhor observada nos termos impuros quando há a orientação de flogopita e clorita definindo uma xistosidade S_n marcante que se encontra crenulada gerando uma clivagem de crenulação que define uma S_{n+1} (fotografia 5.6).

A paragénese carbonato + quartzo + actinolita, sugere que essas rochas sofreram um metamorfismo da fácies xisto verde zona da biotita podendo em alguns casos chegar a zona da almandina, limite superior da fácies xisto verde.

Fotografia 5.5 – Afloramento na região de Ribeirinha –PR, onde na porção inferior da foto observa-se a intrusão de corpo granítico relativo ao Granito Três Córregos , e na parte superior afloram rochas carbonáticas (mármore impuros).

Fotografia 5.6 – Fotografia de seção delgada de mármore impuro, notar o nível composto por micas definindo a S_n e que se encontra crenulada definindo uma superfície S_{n+1} .

5.3 QUARTZITOS.

Os quartzitos ocorrem, geralmente como lentes de espessuras centimétricas a decamétricas intercaladas nas rochas calciossilicáticas. A granulometria varia de fina a média, e a coloração de branca a amarelada (creme), esta última dada pela presença de oxi/hidróxidos de ferro. Apresentam foliação bem desenvolvida e textura granoblástica. Os contatos observados em campo geralmente são bruscos, mas concordantes com a orientação geral das calciossilicáticas.

5.4 XISTOS

Entre os xistos aflorantes nas áreas de estudo predominam mica xistos, quartzo xistos e cálcio xistos, geralmente intercalados nas rochas calciossilicáticas e também de hornfels xistos, próximos a intrusão de corpos graníticos. Exibem granulometria de fina a média e coloração ligeiramente violácea a avermelhada (fotografia 5.7).

A mineralogia principal é representada por quartzo, muscovita/sericita, biotita, clorita ocorrendo às vezes flogopita. Secundariamente ocorrem homblenda/actinolita, plagioclásio (andesina), diopsídio, estes muitas vezes uralizados, carbonatos e epídotos. Os acessórios mais comuns são turmalina, zircão, granada e opacos.

As texturas variam de lepidoblástica, nos termos onde os filossilicatos são dominantes, a granolepidoblástica nos termos mais ricos em quartzo, actinolita/homblenda. Não raramente ocorrendo textura porfiroblástica.

Estruturalmente exibem uma xistosidade S_n marcante, dada pela orientação dos minerais filossilicáticos. Esta xistosidade S_n encontra-se normalmente crenulada, definindo uma clivagem de crenulação S_{n+1} (fotografia 5.8). Esta pode evoluir para uma clivagem de crenulação diferenciada quando da orientação e/ou cristalização de micas orientadas segundo essa superfície (S_{n+1}), evoluindo para uma xistosidade marcante, que em alguns casos chega a obliterar quase que por completo a xistosidade anterior (S_n).

O grau metamórfico varia da fácies xisto verde à fácies anfibolito. Observam-se ainda processos de retrometamorfismo, evidenciado pela formação de clorita em bordas de granadas além de biotitas alterando-se para cloritas.

As relações de contato com os maciços graníticos desses litotipos são discordantes não raramente ocorrem como enclaves com formas e dimensões variadas, mostrando claramente o caráter intrusivo dos termos graníticos.

Fotografia 5.7 – Fotografia de muscovita-biotita-quartzo xisto alterado exibindo dobra com padrão fechado (dobra Dn)

Fotografia 5.8 – fotomicrografia de quartzo-flogopita xisto exibindo uma xistosidade S_n sendo crenulada definindo uma clivagem de crenulação diferenciada S_{n+1}

5.5 METABÁSICAS E ANFIBOLITOS

Neste estudo são considerados como rochas metabásicas, aquelas rochas de origem ígnea básica que sofreram poucas modificações por processos metamórficos, preservando as texturas/estruturas da rocha original. São considerados anfibolitos aquelas que foram modificadas substancialmente por processos metamórficos, mascarando a textura original, e que não têm derivação sedimentar.

Esses litotipos tem ocorrência generalizada. São corpos lenticulares ou em bandas intercalados concordantemente (sill) ou discordantemente (dique) a rochas calciossilicáticas, mármore e xistos. As relações de contato nem sempre são observáveis, função do grau de alteração intempérica atuante sobre estas rochas.

Boa parte dos afloramentos ocorrem em forma de blocos, ou porções preservadas do intemperismo (fotografias 5.9 e 5.10), e também como enclaves e restos de teto nos corpos graníticos pertencentes ao Complexo Granítico três Córregos (fotografia 5.11).

De um modo geral essas rochas exibem uma coloração que varia do cinza escuro ao cinza-esverdeado escuro. Apresentam granulação fina à média e textura nematoblástica.

Estruturalmente observa-se uma foliação (S_n , S_{n+1}) tênue a boa, dada pela orientação de minerais prismáticos e aciculares (plagioclásio, anfibólios e piroxênios). Também ocorrem termos isotropos, nos quais a granulação é fina e a textura granoblástica.

Petrograficamente a mineralogia em ambas as rochas, pode ser sumarizada pelos seguintes minerais: Anfibólios (hornblenda e actinolita); plagioclásios (oligoclásio, andesina e em alguns casos labradorita); piroxênios (augita e diopsídio); clorita, epidoto e quartzo. Os acessórios mais comuns são turmalina, apatita, magnetita, epidoto, titanita e raramente zircão (fotografias 5.12).

Observa-se ainda microfraturas preenchidas por quartzo, clorita, carbonato, sericita e epidoto.

Fotografia 5.6 – Fotografia de afloramento típico de rocha metabásica na região de Araçáiba - SP

Fotografia 5.7- Fotografia de afloramento típico de rocha metabásica na região de Abapã - PR

Fotografia 5.11 – Enclave de rocha metabásica no Granito Três Córregos, ponto WWD-78, Araçatuba - SP. O enclave no centro da foto, próximo ao cabo do martelo foi coletado para análises geocronológicas (U-Pb em zircões)

Fotografia 5.12 – Foto de seção delgada (amostra WWD-39), de rocha anfibolítica, hbl – hornblenda; plg – plagioclásio; clt – clorita; opc – opacos (luz paralela, aum. 40x)

Fotografia 5.13 – foto de seção delgada (amostra WWD-26), aspecto da textura decussada. (act. – actinolita; aug. – augita e plg. – Plagioclásio)

O Anfibólio é representado principalmente por cristais de hornblenda e actinolita, esta última como produto de transformação tanto do piroxênio quanto da hornblenda. Esses anfibólios são geralmente subedrais, prismáticos às vezes apresentando terminações fibrosas além de ocorrerem cristais fibrosos. Possuem pleocroísmo forte a moderado (hornblenda) e fraco (actinolita). Observa-se em algumas amostras cristais de anfibólios manchados, mostrando pleocroísmos diferentes, variando do núcleo (pleocroísmo fraco) para as bordas (pleocroísmo moderado a forte) o que reflete diferença composicional em um mesmo cristal.

O plagioclásio (oligoclásio/andesina), ocorre como cristais euedrais a subeuedrais e exibe geminação polissintética característica. Muitas vezes as bordas deste mineral encontra-se “corroída”. Os cristais de plagioclásio mostram-se saussuritizados e sericitizados em maior ou menor intensidade, gerando como produtos, sericita, epidoto e às vezes carbonato.

O piroxênio, geralmente augita ou diopsídio apresenta hábito subedral a anédrico, ocorrendo também como núcleos em anfibólios, ou seja sendo manteados por actinolita/hornblenda. Em algumas amostras (WWD- 60, WWD-66 E WWD-82) observam-se em lâmina, cristais de ortopiroxênio (Ferrosilita).

O epidoto geralmente ocorre como cristais anédricos, inequigranulares exibindo birrefringência alta, preenchendo microfraturas bem como produto da alteração de anfibólios e plagioclásios.

As cloritas encontram-se sob a forma de cristais finos e fibrosos associados a anfibólios, plagioclásios e piroxênio resultante de processos de alteração destes minerais. Outras formas da ocorrência das cloritas em lâmina, são cristais subedrais com coloração verde pálido exibindo pleocroísmo moderado, cristalizados em porções (formam agregados) ao longo de microfraturas (Fotografia 5.14)

O carbonato ocorre geralmente preenchendo microfraturas e também associados a plagioclásios, piroxênios e anfibólios.

Fotografia 5.14 – Fotomicrografia da lâmina de amostra WWD-33 exibindo aglomerado de clorita produto de retrometamorfismo associado a metamorfismo de contato (luz plana, aum. 100X)

Outro mineral observado em lâmina é a turmalina, restrita as amostras WWD-33, WWD-34 e WWD-03, (Fotografia 5.15). São euedrais a subedrais, prismáticos, e cristalizados dispersos e também como agregados radiados.

O quartzo pode ocorrer em algumas amostras, são geralmente inclusões dentro de anfibólios, piroxênios e plagioclásios, bem como disseminados intersticialmente, principalmente quando próximo a zonas de contato com corpos graníticos.

Fotografia 5.15 – Turmalinas cristalizadas em arranjo radiado. Amostra WWD- 33 (luz plana, aum. 100X)

Próximo ao contato com rochas graníticas observa-se feições que sugerem hidrotermalismo, com desenvolvimento de clorita em aglomerados, saussuritização de plagioclásio e a formação de minerais opacos, geralmente sulfetos, ao longo de vênulas.

Estruturalmente esses corpos mostram-se concordantes com a estruturação geral das calciossilicáticas. Exibem foliação S_n (fotografia 5.16) definida principalmente pela orientação de plagioclásios e anfibólios, sendo mais pronunciada quando a granulometria é grossa, e tênue quando a granulometria é fina.

Alguns afloramentos, a exemplo dos pontos WWD-32, 33, 34, 39 e 78 na área de Araçaíba-SP e WWD-60, 65 e 66 na área de Abapã - PR, a foliação é milonítica, associada a processos de cisalhamento.

A paragênese que melhor caracteriza o grau metamórfico é representada por hornblenda+plagioclásio (oligoclásio/andesina – em alguns casos labradorita) + diopsídio+titanita sugerindo grau médio (Winkler, 1977). Processos de retrometamorfismo podem ser observados através de saussuritização de plagioclásios e transformações de anfibólios e piroxênios em epidoto, clorita e actinolita, sugestivo de grau fraco

Fotografia 5.16 – Fotografia em detalhe do afloramento WWD-50 onde se observa dobra isoclinal com flancos rompidos – dobra Dn.

5.6 MACIÇOS GRANÍTICOS.

Os maciços graníticos admitidos como pertencentes ao Batólito Três Córregos distribuem-se generalizadamente nas áreas pesquisadas. Esses corpos graníticos exibem como característica principal a presença de fenocristais de feldspato potássico, com dimensões que variam entre 1 e 10 cm. São normalmente leucocráticos, cinza a cinza-rosados, inequigranulares, porfiríticos. De modo geral, são isótropos mas podem ocorrer termos deformados (cataclasitos e milonitos).

O caráter intrusivo destes corpos nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara é evidenciado pela presença de tetos pendentes, xenólitos com formas e dimensões variadas em meio aos granitóides. Adicionalmente observa-se metamorfismo de contato nas encaixantes e a presença de veios e apófises que truncam as seqüências metavulcanossedimentares.

4.7 ROCHAS SUBVULCÂNICAS

A ocorrência de rochas subvulcânicas foi observada principalmente nos arredores de Rio Branco do Sul - PR, no âmbito da Formação Água Clara. Representam corpos decamétricos de rochas subvulcânicas (riolitos), amostra WWD-25, normalmente concordantes com a estruturação das rochas calciossilicáticas. Sugerem associação com o magmatismo gerador do Batólito Granítico Três Córregos.

DISCUSSÃO

Nas áreas estudadas os litotipos de maior expressão são as rochas calciossilicáticas intercaladas com mármores puros a impuros originando um bandamento composicional marcante que define uma superfície S_n/S_{n+1} marcante, que em muitos casos encontram-se dobradas com padrões diversos.

Os corpos anfibolíticos e metabásicos encontrado nas áreas, muitas vezes encontram-se intemperizados dificultando a interpretação das relações de contato. Notadamente as melhores exposições encontram-se próximos à intrusão de corpos graníticos pertencentes ao Complexo Granítico Três Córregos, e que em muitos casos ocorrem como restos de teto dentro deste. Muitas das associações mineralógicas nos metabasitos e anfibolitos são características de processos de retrometamorfismo. O questionamento que pode surgir é até que ponto essa proximidade afetou o equilíbrio isotópico dessa rocha?

De um modo geral as paragêneses encontradas na sequência de litotipos pertencentes a Formação Água Clara sugerem metamorfismo que varia do grau baixo ao médio, observação esta já levantada em trabalhos de diversos autores

6 - CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS

As estruturas primárias presentes na Formação Água Clara são representadas principalmente por intercalações de níveis, bandas, bancos, que se distinguem por apresentarem diferenças de cor, texturais e principalmente composicionais. Uma feição comumente observada refere-se à presença de carbonatos impuros alternados com carbonatos mais puros, com espessuras variáveis. As bandas de carbonatos mais puros são, de um modo geral, centimétricas, enquanto as de carbonatos impuros atingem espessuras decimétricas. Regionalmente observa-se intercalações de rochas carbonáticas, calciossilicáticas, xistosas, quartzíticas, intensamente tectonizadas.

A superfície mais pronunciada desenvolvida generalizadamente nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara refere-se a uma foliação de baixo a médio ângulo (Sn) paralela a subparalela ao bandamento composicional, onde se observa intenso estiramento e recristalização mineral.

A superfície Sn, de baixo a médio ângulo (10° a 50°), de regime tectônico dúctil a dúctil-rúptil, é caracterizada nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara por uma textura anastomosada, presença de megacristais (geralmente granada) rotacionados gerando sombras de pressão assimétrica e/ou simétrica, estiramento, boudinagens (foto 6.1) 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 superfícies S-C, sugerem um transporte tectônico de NW para SE.

Essa superfície de cisalhamento (Sn) parece representar uma primeira fase de deformação, uma vez que a presença de dobras fechadas a isoclinais (foto 6.2), com flancos rompidos e foliação dobrada nas zonas de charneira, sugerem um processo contínuo de cisalhamento. Observa-se ainda uma superfície, 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 com Sn, sugerindo tratar-se de uma textura anastomosada.

A presença de maciços graníticos intrusivos nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara modificam substancialmente as superfícies Sn, notadamente próximo aos contatos. Nestes setores se observam

rotações e verticalizações das estruturas presentes, com mergulhos que atingem valores elevados.

Fotografia 6.1 – Boudins em mármore impuros pertencentes à Formação Água Clara

Fotografia 6.2 – Dobras com padrão fechado mais comum nos litotipos carbonáticos impuros.

A superfície S_n encontra-se, em grande parte dos afloramentos estudados, crenulada, ondulada, dobrada (dobras e microdobras assimétricas) gerando uma clivagem espaçada a penetrativa, em posição normalmente subverticalizada (S_{n+1}). Essa superfície S_{n+1} ocorre em posição plano axial às dobras abertas e fechadas, desenvolvidas sobre a superfície S_n , com intensidades variadas (fotos 6.3 e 6.4). São responsáveis pelas antiformas e sinformas regionais, com eixos normalmente subhorizontais e planos axiais subverticalizados.

Expressivos sistemas de cisalhamento são observados, a exemplo da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. Os planos de cisalhamento são normalmente de alto ângulo, com mergulhos subverticais, e mostram intensidade variável, função da menor ou maior proximidade com a grande “malha” de falhas. Assumem, em função da cristalização e recristalização dos minerais, características rúpteis a rúpteis-dúcteis. Observa-se lenticularizações, redobramentos, percolações e recristalização de minerais, obliterando completamente a foliação anterior de baixo ângulo.

Fotografia 6.3 – Microdobras assimétricas em rochas calciossilicáticas, a porção mais proeminente é composta por níveis quartzosos, enquanto os níveis cálcicos foram/são intemperizados com maior facilidade. Os Planos axiais destas crenulações definem uma clivagem de crenulação S_{n+1}

Fotografia 6.4 –Dobra em mármore impuros sobre uma superfície S_n , com padrão aberto. Internamente observa-se o desenvolvimento de uma superfície S_{n+1} plano axial.

Para o domínio da Formação Água Clara, na região de Araçaíba, foi realizada a análise geométrica macroscópica de quatro áreas, utilizando-se de diagramas de igual área (Schmidt-Lambert), elaborados a partir de pólos de S_n .

Na figura 6.1 foram lançadas 110 atitudes de S_n , representantes do setor norte da área de Araçaíba - SP. Os pólos de S_n concentram-se nos quadrantes NE e SE, denotando uma dispersão expressiva. Sugerem dobramentos da superfície S_n , abertos, com zonas de charneira relativamente amplas e flancos mais curtos. A dispersão observada para os pólos de S_n indica variações significativas nos eixos desses dobramentos (D_{n+1}). Seus mergulhos podem variar de 20° a subvertical.

No diagrama (figura 6.2) que contém 33 pólos de S_n , representativos do setor sul da área de Araçaíba - SP, os dados embora em número reduzido, mostram uma inversão no mergulho do eixo ($N70E/8^\circ$). Tal padrão pode refletir dobramentos, ondulações mais tardias (D_{n+2}), proximidade a zonas de cisalhamento ou mesmo modificações em seus elementos geométricos, devido à intensa granitogênese presente nesta região.

Tentativamente foram lançadas em diagramas atitudes de S_n , tomadas próximas aos maciços graníticos (setor NNW, figura 6.3 e setor SSE, figura 6.4). Observa-se um padrão de dobramento (D_{n+2}) similar ao anteriormente discutido, porém com forte verticalização dos eixos, o primeiro com atitude $N69W/75$ e o segundo com atitude $N78E/67$.

Figura 6.1 - Estereograma 1 - Dados referentes a 110 medidas de superfícies Sn da região de Araçáiba – SP, porção norte.

Figura 6.2. – Estereograma 2 - Com os pólos das medidas de Sn, da região de Araçáiba – SP, porção sul.

Figura 6.3—Estereograma 3 – Pólos das medidas de S_n e S_{n+1} dos pontos próximos à intrusão dos granitóides pertencentes CGTC

Figura 6.4 –Estereograma 4 – Pólos das medidas de S_n dos pontos próximos a intrusão dos granitóides pertencentes CGTC

Para o domínio das seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara, a W de Rio Branco do Sul – PR (Abapã – Rio Branco do Sul), embora poucos sejam os dados analisados, o padrão de dobramentos é similar aos demais, com máximo em N72W/28NE e eixo S78E/37° (figura 6.5). Ainda na área em questão, os eixos de microdobras exibem um padrão com baixo a médio mergulho, e direções que variam ora para NW ora para SE (figura 6.6).

O tratamento realizado é bastante preliminar necessitando de estudos microscópicos bem como de análises macroscópicas em nível de afloramentos, para um melhor conhecimento de sua geometria. De qualquer modo é importante ressaltar que os dados apresentados se mostram muito similares aos observados por Fiori et al (1987) a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha (estruturas de Setuva, Morro Grande, Colombo, Cachoeirinha, Almirante Tamandaré e Santa Rita) e a norte da mesma (Rio Votuverava e Betara).

Figura 6.5.- Estereograma 5 - Pólos das medias de S_n para a região compreendida entre Ribeirinha (Rio Branco do Sul) e Abapã no Paraná

Figura 6.6. – Estereograma 6 - Medidas de 21 eixos de dobras mostrando a variação no caimento ora para NW ora para SE.

DISCUSSÃO

No âmbito da Formação Água Clara, as estruturas primárias mais evidentes são representadas pelo bandamento composicional, dado pela freqüente alternância de níveis com cores, espessuras, granulometria e composições distintas. As intercalações de quartzitos, xistos (variados) e mármore, podem sugerir superfícies pretéritas de acamamento. Nos níveis carbonáticos essas superfícies são representadas por alternâncias de carbonatos impuros, arenosos, com níveis relativamente mais puros, de espessuras que variam de centimétricas a decimétricas. Scholl (1981) menciona localmente a presença de estruturas estromatolíticas (colunares), Marini (1970) sugere a presença de brechas sedimentares e de possíveis estratificações cruzadas e Pontes (1982) de fendas de ressecamento em mármore impuros, carbonosos.

Quanto ao padrão estrutural, existe consenso da grande maioria dos autores que se ocuparam com a Faixa Apiaí, quanto à importância da foliação de baixo ângulo (Sn) paralela a subparalela ao bandamento composicional (Ebert, 1971; Pontes, 1982; Fiori et al, 1987 a e b 1987; Fiori 1991, 1992; Soares & Reis Neto, 1987; Soares, 1987; Hasui et al 1984; Hasui, 1986; Campanha et al, 1987; Salamuni

et al, 1993; Yamato, 1999; Fassbinder, 1996; Daitx, 1996; Almeida, 1989 e Kaulfuss 2000). Esta foliação S_n é responsável pela lenticularização, fatiamento, formação de micrólitos variados, com lineações e indicadores cinemáticos sugestivos de transporte de NNW p/ SSE. Existe sim uma discordância quanto a essa foliação S_n de baixo ângulo representar em alguns compartimentos uma superfície S_1 ou S_2 , função principalmente de dobras (centimétricas a decimétricas, fechadas, isoclinais, ou mesmo em bainha), desenhadas pelo S_0 ou mesmo S_1 (com flancos normalmente rompidos – D1 ou intrafoliais – D2). Pontes (1982) refere-se, no âmbito da Formação Água Clara, a uma foliação S_n de baixo ângulo responsável por dobras isoclinais, acompanhadas de transposição da foliação paralela a S_0 . Sugere que a mesma possa ter sido gerada, metamorfisada e tectonizada em ciclo anterior.

Almeida (1989), estudando a Formação Água Clara na região de Araçaíba, refere-se à foliação S_n como relacionada a um processo de cisalhamento simples de baixo ângulo, em estado dúctil. Menciona que as dobras intrafoliais observadas apresentam uma xistosidade paralela ao bandamento composicional de transposição, o que sugere terem sido originadas em um único evento de cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo associado a processos de deformação progressiva, desenvolvendo dobramentos sucessivos, que se sobrepõem uns aos outros. As superfícies S_n representam uma primeira foliação, na opinião de Almeida (op cit), por se colocarem em posição plano axial de dobras de acamamento reliquiar S_0 .

A intensa deformação associada provavelmente a processos de cavalgamento; as superfícies S_s (confinadas aos micrólitos S_c); a possibilidade de processos progressivos; as dificuldades de identificação dessas estruturas principalmente em litotipos carbonáticos das deformações, pelo motivo de sua homogeneidade composicional e recristalização e as deformações posteriores, dificultam a caracterização precisa desta foliação de baixo ângulo S_n .

Os estudos realizados sugerem em alguns afloramentos tratar-se de uma foliação S_n (dobras intrafoliais D_n do acamamento) e em outros representa uma superfície S_{n+1} (dobras Intrafoliais D_{n+1}), fato este também observado em lâminas petrográficas (foto 5.5). Essa superfície, evolui para uma foliação heterogeneamente desenvolvida (S_{n+1} ou talvez até uma S_{n+2}), notadamente nas proximidades de falhas de cavalgamento, a exemplo da zona de cisalhamento Morro Agudo. Refere-se a zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, também de baixo ângulo, às vezes subparalela aos estratos composicionais, às vezes causando intensa crenulação ou

dobramentos associados. Alguns autores associam esta foliação a um processo pouco mais tardio, com tendência a ocorrerem em zonas de contato de litotipos com diferentes comportamentos reológicos (Daitx, 1986 – áreas de Canoas e Perau – PR), ou ao longo de algumas falhas de cavalgamento, em duplex (Fiori et al, 1987; Salamuni et al, 1993).

Essa foliação quando não gera crenulação ou dobramentos normalmente fechados, se confunde com superfícies Sn, Ss ou mesmo sugere textura anastomosada. As deformações posteriores são responsáveis por dobramentos normalmente subhorizontais e planos axiais subverticalizados. Sistemas transcorrentes, a exemplo da zona de cisalhamento Itapirapuã, desenvolvem uma foliação Sc verticalizada.

Fotografia 6.5 – Fotomicrografia de lâmina petrográfica onde se pode observar dobras intrafoliais de uma fase Dn.

7- CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS

As rochas metabásicas aflorantes nas áreas compreendidas neste estudo ocorrem geralmente encaixadas em espessos pacotes de rochas metassedimentares, compreendidas por rochas calciossilicáticas e mármore, além de xistos. Ocorrem também como enclaves e xenólitos em rochas graníticas atribuídas ao Complexo Granítico Três Córregos.

No presente estudo foram analisadas 18 amostras de rochas metabásicas nos laboratórios de Química e ICP e do Laboratório de Fluorescência de Raios X do DMG-Igc-USP, envolvendo a determinação de elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras. Têm como objetivo o reconhecimento da origem, orto ou paraderivada, e o provável ambiente gerador para estas rochas.

7.1 COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS ROCHAS METABÁSICAS

Os dados químicos das rochas metabásicas (tabela x) mostram a existência de diferenças composicionais, levando-se em consideração os teores de sílica, álcalis, zircônio e titânio, estes dois últimos considerados imóveis nos processos de alteração hidrotermal e de metamorfismo.

Os dados analíticos referentes a essas rochas apresentam composições químicas similares a basaltos, como pode ser visualizado no diagrama de Winchester e Floyd (Rev., 1977), figura 7.1, cujo caráter subalcalino é evidenciado no diagrama de Irvine e Baragar (1971), figura 7.2.

Figura 7.1 - Diagrama de Winchester e Floyd (Rev., 1977) com os dados referentes as rochas metabásicas e anfibolíticas pertencentes a Formação Água Clara, mostrando composição química similar a basaltos

Figura 7.2 Diagrama sílica x álcalis de Irvine e Baragar (1971), com os dados analíticos plotando no campo subalcalino

7.2 DERIVAÇÃO DAS ROCHAS METABÁSICAS

Para discriminar as rochas metabásicas das áreas estudadas quanto a sua origem, utilizou-se os diagramas propostos por Leake (1964), utilizando-se como parâmetros para correlação os teores de TiO_2 , Cr, Ni e o coeficiente mg de Niggli (1954), onde $\text{mg} = \text{MgO} / (\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + (2 * \text{Fe}_2\text{O}_3))$, figura 6.3.

As correlações positivas nos diagramas de mg x Cr e mg x Ni, e as correlações negativas nos diagramas mg x TiO₂, TiO₂ x Ni e TiO₂ x Cr, sugerem caráter orto derivado para essas rochas. Alternativamente utilizou-se o diagrama Zr/TiO₂ x Ni de Winchester et al (1980), figura 7.4, que também sugere origem ígnea.

Figura 7.3 - Distribuição das rochas metabásicas/amfibolitos da Formação Água Clara em diagramas TiO₂ x mg, Cr x mg, Ni x mg, TiO₂ x Cr e TiO₂ x Ni, propostos por Leake (1964) para separar rochas orto e para-derivadas. Nos diagramas A e B a correlação positiva e nos diagramas C, D e E, a correlação negativa atesta o caráter orto derivado.

Figura 7.4 - Diagrama de Winchester (1980) para a caracterização química da origem dos protólitos das rochas metabásicas da Formação Água Clara.

7.3 AMBIENTE GEOTECTÔNICO

O reconhecimento do contexto geotectônico, através de parâmetros químicos e da aplicação de diagramas discriminativos, possibilitou sugerir o ambiente de geração destes corpos metabasíticos.

Quanto à natureza da série magmática, o caráter toleítico das rochas metabásicas analisadas pode ser visualizado no diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) figura 7.5. Em diagrama de Miyashiro (1974) figura 7.6, observa-se que alguns dados distribuem-se no campo dos magmas cálcio-alcalinos. Teores anômalos de MgO poderiam refletir tal comportamento.

Figura 7.5 - Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), sugerindo caráter toleítico para as rochas metabásicas da Formação Água Clara

Figura 7.6 - Diagrama FeO/MgO x SiO₂ de Miyashiro, (1974), também sugerindo caráter toleítico para as rochas metabásicas

Ainda, alternativamente, a natureza toleítica para essas rochas poder ser confirmada ao analisarmos os dados em diagrama catiônico (Fe+Ti) vs Al vs Mg de Jensen 1976, figura 7.7, com a distribuição entre os campos de toleitos de alto magnésio e alto ferro. Observa-se neste diagrama que uma amostra analisada (WWD-64) plota no campo no campo de basaltos Komatiíticos. A este fato deve-se que o teor de MgO encontra-se com valores acima de 10% (11,63%). Outra amostra (WWD-32),

localiza-se próxima ao limite entre os toleítos de alto magnésio e os basaltos komatiíticos, refletindo um valor de MgO ao redor de 10,90%.

Figura 7.7- Diagrama de Jensen 1976 mostrando o resultado das análises que dividem-se entre os campos de toleítos de alto ferro e toleítos de baixo ferro

Em diagramas discriminantes de Pearce e Cann (1973), na figura 7.8A e 7.8B, os dados analíticos apresentam-se dispersos entre os campos de basaltos de fundo oceânico (OIB) e de arco de Ilha (IAB), além de algumas amostras plotarem no campo dos toleítos de baixo potássio (LKT). Tais dispersões também podem ser observadas no diagrama de Pearce (1975) da figura 7.9, onde se observa uma divisão entre os dados, concentrando-se tanto no campo dos toleítos de baixo potássio quanto no campo dos basaltos de fundo oceânico. Utilizou-se ainda o diagrama Ti X V de Shervais (1982) figura 7.10, onde novamente as análises dispersaram-se nos campos de toleítos de arcos e de basaltos de fundo oceânico. Ao analisarmos os dois diagramas é possível separar dois grupos com características comuns, pois os dados que se posicionam no campo relativo aos OFB repetem-se nos dois diagramas discriminativos.

Numa tentativa de melhor caracterizar o ambiente de formação destes corpos metabásicos, utilizou-se o diagrama de Meshede (1986). Neste diagrama observa-se o caráter anômalo dessas rochas, com os dados analíticos posicionando-se no campo B (E-MORB), ou no limites com os outros campos, figura 7.11. Um único dado está

completamente fora do contexto, amostra WWD-66, que pode estar refletindo valor anômalo de Y (152 ppb).

Figuras 7.8 A e 7.8B- Distribuição dos dados analíticos das rochas metabásicas da Formação Água Clara em diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos modernos, de Pearce e Cann, (1973)

Figura 7.9 - Diagrama discriminante $Ti \times Cr$ de Pearce (1975), exibindo um espalhamento dos dados referentes aos litótipos metabásicos da Formação Água Clara.

Figura 7.10 - Diagrama de Shervais (1982), mostrando a divisão dos dados entre ambientes geotectônicos de toleitos de arcos e basaltos de fundo oceânico.

Figura 7.11 - Os dados das rochas metabásicas plotados em diagrama discriminante de ambientes geotectônicos (Meshede, 1986), mostram caráter de basaltos de fundo oceânico enriquecidos.

7.4 ELEMENTOS TERRAS RARAS

A utilização de elementos terras raras na discriminação de processos geológicos é muito útil, decorrente de sua relativa imobilidade durante processos metamórficos e processos de alteração hidrotermal, o que permite a sua utilização na identificação de protólitos.

Com os dados relativos às rochas metabásicas em estudo, analisados em diagramas ETR normalizados para o condrito, permitiu-se diferenciar três grupos com comportamentos distintos com relação aos elementos terras raras.

O primeiro grupo apresenta um padrão tabular, enriquecido em média, entre 5 a 12 vezes o padrão médio dos condritos. Exibem um enriquecimento de Eu, ou seja, uma anomalia positiva deste elemento, talvez refletindo uma fase de pouca importância na cristalização de plagioclásios durante a evolução desse magma. O padrão deste conjunto assemelha-se aos basaltos toleíticos de arcos de ilha (Jakes e Gill 1970), ou a basaltos do tipo E-MORB (figura 7.12).

O segundo conjunto de dados observado na figura 7.13, exibe um padrão distinto do primeiro grupo. Mostram um enriquecimento mais acentuado nos elementos terras raras leves, entre 50 a 100 vezes o condrito, além de mostrarem padrões de abundância mais inclinados. Neste grupo também se observa uma anomalia positiva fraca no elemento Eu, sugerindo um caráter pouco evoluído dos magmas basálticos originais.

O terceiro grupo, composto por duas amostras, figura 7.14, exibe um comportamento distinto dos outros dois grupos. O fato que mais chama a atenção é a forte anomalia de Ce, fator este que pode estar ligado a uma fase importante na cristalização da apatita durante a evolução deste magma, embora também possa ser considerado problema analítico. O padrão geral deste grupo assemelha-se ao de diques de diabásio, excluindo-se a forte depleção no elemento Ce.

Figura 7.12 Padrões de ETR das rochas metabásicas pertencentes à Formação Água Clara exibindo padrão tabular do primeiro conjunto

Figura 7.13 - Padrões de ETR das rochas metabasíticas pertencentes à Formação Água Clara com enriquecimento em ETRL representado o segundo conjunto.

Figura 7.14 Padrões de ETR das rochas metabasíticas pertencentes à Formação Água Clara exibindo depleção em Ce distinguindo-se dos dois primeiros grupos.

A divisão de três grupos distintos, através dos resultados das análises de elementos terras raras, a princípio poderia estar refletindo, no que tange a origem quanto o ambiente geotectônico, diferenças entre os corpos situados nas áreas que se situam a E do maciço Granítico Três Córregos (áreas de Araçaíba – SP e Rio Branco do Sul - PR) e os corpos situados à W do referido maciço granítico (Abapã – PR), mas não é o que ocorre, pois tanto em diagramas discriminativos quanto nos diagramas de ETR, eles misturam-se. O único caso mais gritante é o observado na figura

DISCUSSÃO

Com a análise dos dados referentes aos corpos metabasíticos aflorantes nas áreas de estudo pode-se tecer algumas considerações.

Inicialmente destaca-se a natureza ígnea, portanto orto derivadas, dos litotipos analisados.

Os metabasitos das áreas estudadas têm composições semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias meso oceânicas (E-MORB) com tendências a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), fato este já abordado por Maniesi (1997) e Maniesi et al (2000) ao estudar os antibolitos de Adrianópolis.

As características de basaltos toleíticos, subalcalinos semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias meso oceânicas com tendência a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), permitem sugerir como ambiente geotectônico gerador deste magmatismo básico, ambientes distensivos ou em bacias de retro arco como proposto por Soares (1987).

Acrescente-se que os dados geoquímicos relativos às rochas metabásicas intercaladas nas Formações Perau e Votuverava sugerem também ambientes distensivos, como já proposto por Soares (op cit), Andrade & Silva (1990), Daitx (1996), Basei et al (2002) entre outros. E com os dados geocronológicos, que serão discutidos em outro capítulo, muito similares entre eles, a deposição dos metassedimentos que compõem as três formações teria se dado dentro de um mesmo ciclo geotectônico, refletindo apenas ambientes de deposição distintos.

Nesse sentido realizou-se uma análise em conjunto desses litotipos, no âmbito da Formação Perau (Daitx, 1996) e Formação Água Clara (Frasca et al, 1990; Maniesi, 1997 e Maniesi et al, 2000).

Frasca et al (1990) realizaram análises litogeoquímicas em rochas metabásicas na região de Araçáiba - SP. Sugerem para o evento magmático gerador destas rochas ser de natureza toleítica, representando basaltos de fundo oceânico transicionais (T-MORB) ou toleitos de arco insular imaturo.

Maniesi (1997) e Maniesi et al (2000), realizaram estudos geoquímicos, envolvendo elementos maiores, traços e terras raras em rochas anfibolíticas e metabásicas de três regiões distintas, Adrianópolis - PR, Campo Largo - PR, e Rio Branco do Sul - PR, inseridas na Formação Água Clara. Sugerem origem ortoderivada, com composição química similar a basaltos oceânicos e características E-MORB

tendendo a OIB (Adrianópolis), T-MORB com afinidades toleíticas de alto magnésio (Campo Largo) e para os corpos de Rio Branco do Sul, basaltos de cadeias meso oceânicas, N-MORB, com empobrecimento em elementos incompatíveis. Estes litotipos apresentam afinidade com rochas da série dos toleitos supersaturados, com composições de basaltos andesíticos, basaltos subalcalinos e basaltos transicionais.

O autor (op cit) sugere ambiente de retro arco, excluindo a possibilidade de tratar-se de basaltos de ambientes continentais e de zonas de colisão (basaltos cálcio alcalinos).

Os dados geoquímicos obtidos por Daitx (1996), em anfibolitos e metabásicas da Formação Perau, sugerem natureza basáltica, não diferenciada, de caráter toleítico sub-alcalino, e magmatismo bimodal com características de basaltos de fundo oceânico ou do tipo T-MORB e de toleitos de arco de ilhas. São indicativos de ambientes distensivos.

Andrade & Silva (1990) realizaram estudos geoquímicos em metabasitos de natureza ortoderivada na Região de Água Clara – PR. Sugerem para estas rochas composição de basaltos tipo T-MORB ou basaltos toleíticos de arcos de ilhas.

Tabela 7.1 Resultado das análises dos elementos maiores, traços e etr.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
WWD03	48.33	0.51	13.72	8.83	1,47	0.20	7.49	13.66	2.77	1.37	0.03	2.38	99,29
WWD22	51.10	0.73	17.20	10.41	1,74	0.19	6.45	11.25	2.81	0.15	0.02	0.10	100,41
WWD26A	49.81	1.72	13.77	15.11	2,52	0.36	6.51	8.86	3.15	0.18	0.16	0.86	100,49
WWD32	49.06	0.41	13.33	9.45	1,58	0.20	10.90	14.52	1.23	0.08	0.02	0.91	100,11
WWD33	51.10	0.49	16.51	9.45	1,58	0.30	7.24	9.34	2.84	1.01	0.02	1.47	99,77
WWD34	49.16	0.90	20.68	10.11	1,69	0.19	4.00	12.48	2.23	0.36	0.04	0.46	100,61
WWD39	49.60	0.47	15.27	9.63	1,61	0.22	8.82	10.93	2.11	1.00	0.03	1.92	100
WWD46	44.23	0.74	16.54	15.31	2,55	0.42	6.87	10.77	3.02	0.95	0.05	1.73	100,63
WWD49	49.97	0.34	15.14	8.52	1,42	0.18	10.13	12.46	1.29	0.49	0.02	2.05	100,59
WWD50	48.60	0.31	16.83	8.88	1,48	0.17	8.72	12.87	1.19	0.37	0.01	2.11	100,06
WWD53A	48.74	2.25	15.52	15.43	2,57	0.20	5.08	8.52	3.71	0.26	0.14	0.63	100,48
WWD53B	49.17	1.55	12.90	11.57	1,93	0.39	6.02	16.30	0.51	0.21	0.14	1.47	100,23
WWD60	49.17	1.55	12.90	11.57	1,93	0.39	6.02	16.30	0.51	0.21	0.14	1.47	100,23
WWD62A	50.14	1.19	12.23	12.37	2,06	0.23	8.71	13.21	1.88	0.16	0.07	0.31	100,5
WWD63A	49.75	2.39	13.11	14.89	2,48	0.22	5.59	9.89	2.31	1.00	0.32	0.64	100,11
WWD64	50.74	0.59	11.41	9.98	1,66	0.14	11.63	11.01	2.73	0.47	0.02	1.35	100,07
WWD65	50.55	2.39	12.45	15.60	2,6	0.24	5.42	9.43	2.20	0.91	0.28	0.54	100,01
WWD66	49.24	0.83	15.27	10.63	1,77	0.20	8.25	10.34	3.20	0.99	0.06	1.25	100,26

Sample	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	V	Cr
WWD03	261	77	300	13	30	7	12	10	67	237	164	204	299
WWD22	19	4	159	12	24	4	5	20	65	76	80	311	138

WWD26A	77	4	271	31	94	13	13	18	111	155	74	366	46
WWD32	17	3	111	11	23	5	8	12	23	30	145	220	656
WWD33	118	30	101	12	33	4	26	14	109	102	60	213	41
WWD34	32	7	143	14	36	6	10	18	70	134	33	393	16
WWD39	89	38	196	12	29	5	24	13	74	25	75	212	30
WWD46	161	41	127	22	42	6	18	14	212	106	107	289	454
WWD49	56	23	189	9	20	4	14	13	72	65	134	172	173
WWD50	57	11	114	8	19	4	24	14	71	32	89	161	44
WWD53A	18	5	338	20	89	13	6	20	94	183	41	436	48
WWD53B	91	8	242	70	106	14	14	19	67	23	58	306	55
WWD60	27	8	85	21	49	5	6	16	82	140	138	496	399
WWD62A		8	109	22	60	6	27	17	82	134	118	467	355
WWD63A	335	26	360	32	160	17	12	20	124	250	66	451	123
WWD64	43	9	128	13	32	5	7	11	95	25	167	234	620
WWD65	279	22	237	41	175	17	9	19	127	249	57	419	123
WWD66	223	29	353	152	44	4	26	14	110	51	101	276	242

Sample	Sc	Co	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
WWD03	45	51	4	3.9	5.4	4.6	1.25	0.55	2.01	2.64	1.37	1.21	0.18
WWD22	33	35		4.93	7.97	3.57	1.06	0.77	1.73	2.05	1.32	1.18	0.17
WWD26A	35	55	3	19.4	39.6	22.3	4.79	1.67	5.77	5.73	3.01	2.56	0.38
WWD32	46	50	220	2.07	3.86	3.27	1.07	0.46	1.60	2.26	1.34	1.26	0.20
WWD33	33	44	2	2.51	5.49	3.57	1.09	0.49	1.59	1.99	1.34	1.35	0.21
WWD34	30	51	3	3.16	6.66	4.50	1.27	0.69	1.89	2.10	1.55	1.50	0.23
WWD39	42	54		2.09	4.95	3.21	1.05	0.41	1.58	1.36	1.36	1.35	0.20
WWD46	43	49		11.7	17.9	9.12	2.20	1.17	3.07	4.49	2.15	2.02	0.31
WWD49	36	65		1.77	3.14	2.47	0.69	0.40	1.08	1.27	0.94	0.87	0.13
WWD50	37	43		1.77	2.80	2.29	0.64	0.42	1.05	1.22	0.83	0.78	0.12
WWD53A	32	48		15.0	31.9	17.9	3.89	1.49	4.26	4.41	2.36	2.05	0.30
WWD53B	37	51		90.5	37.7	62.9	11.2	3.48	14.2	10.1	5.52	3.95	0.59
WWD60	50	52	3	2.59	7.01	6.11	2.27	0.90	3.39	4.26	2.41	2.15	0.31
WWD62A	47	51	3	23.6	52.7	28.0	6.05	2.04	6.63	6.77	3.63	3.12	0.46
WWD63A	36	48		3.12	8.31	6.59	2.29	0.97	3.30	3.93	2.29	2.00	0.29
WWD64	45	55	4	4.70	4.05	5.25	1.39	0.46	1.89	2.88	1.37	1.29	0.18
WWD65	37	49	3	23.1	52.9	28.1	6.19	2.08	7.35	8.26	4.58	4.05	0.60
WWD66	37	53		26.7	6.91	32.7	9.26	3.95	19.2	24.7	14.8	10.6	1.59

8 - ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

O estudo geocronológico de seqüências metavulcanossedimentares envolve inúmeras variáveis, fundamentais às interpretações geológicas. Dentre elas destacam-se a dificuldade em exposição de rochas metabásicas e anfibolíticas isentas de intemperismo, a falta de continuidade física dos pacotes rochosos, prejudicando a visualização das relações de contato entre os litotipos estudados, bem como a presença de intrusões graníticas tardias além de zonas de cisalhamento que podem modificar substancialmente o quadro isotópico.

Tem grande importância neste contexto, e devem preceder os estudos geocronológicos, análises petrográficas e geoquímicas. Os efeitos do metamorfismo (baixo a médio grau) devem ser caracterizados nas paragêneses minerais presentes para as interpretações geocronológicas.

Certos minerais, a exemplo dos zircões, necessitam de estudos adicionais utilizando-se de imagens de luz transmitida ou mesmo de catodoluminiscência. A presença de núcleos e zonas de sobrecrecimento são de fundamental importância às interpretações isotópicas.

No caso de rochas metabásicas e anfibolíticas, a presença do mineral zircão é rara, e quando presente normalmente apresentam dimensões reduzidas (menor que 200 mesh), e de difícil identificação em lupa por nem sempre exibirem arestas e biterminações definidas.

Os métodos isotópicos hoje disponíveis no CPEGeo-USP, acoplados ao refinamento analítico, função de salas super limpas, envolvendo filtros absolutos, reagentes e spikes super puros e equipamentos de grande definição (balanças, lupas, espectrômetros e etc), permitem a análise de alguns ou mesmo um cristal de certos minerais (zircão, titanita, badeleíta, plagioclásio, anfibólio, micas e outros mais), possibilitando a obtenção de idades precisas relacionadas ao vulcanismo, deposição e metamorfismo de seqüências metavulcanossedimentares.

Nesse sentido, a presença de rochas metabásicas, no âmbito da Formação Água Clara, e a possibilidade da obtenção de dados geocronológicos precisos, notadamente através da metodologia U-Pb (zircão), despertou grande interesse nas pesquisas geocronológicas deste domínio, de grande importância à compreensão da evolução tectônica do sul-sudeste brasileiro.

Foram selecionadas para estudo geocronológico áreas próximas à região de Araçáiba – SP, Abapã – PR e Rio Branco do Sul/Ribeirinha – PR, função de

mapeamentos de semidetalhe existentes e principalmente da presença de rochas metabásicas, intercaladas nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara.

O estudo geocronológico envolve principalmente a metodologia U-Pb em zircão e suborbinadamente Sm-Nd em rocha total, Ar-Ar em minerais e Rb-Sr em rocha total. A maioria das análises foi realizada nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, CPGeo-USP. Dispõe-se adicionalmente de análises SHRIMP realizadas através de cooperação científica com laboratórios da Research Scholl of Earth Sciences, Australian National University (Dr Allen P. Nutman) e Beijing SHRIMP (Dr. Liu Dunyi) – China.

Muitas das amostras processadas não acusaram a presença de zircões, ou mesmo a quantidade mostrou-se insuficiente, mesmo para análises através da técnica SHRIMP. Trata-se de um processamento demorado e cuidadoso, que nem sempre fornece um número significativo de cristais passíveis de análise.

No caso do método Ar-Ar, o mineral selecionado para a datação deve ser criteriosamente analisado através de estudos petrográficos, uma vez que pode caracterizar idades mínimas relacionadas à formação ou mesmo metamorfismo da rocha.

Os métodos Rb-Sr e Sm-Nd necessitam de materiais isentos de alterações intempéricas, e nem sempre possibilitam a construção de diagramas isocrônicos. Idades modelo Sm-Nd de litotipos de natureza básica mostram-se normalmente bastante imprecisos, função do paralelismo (pequena inclinação) que apresenta sua curva evolutiva com a do manto superior.

Os comentários realizados deixam claro, dificuldades não só na obtenção de dados geocronológicos precisos nesses litotipos de natureza básica, como também na interpretação dos mesmos.

8.1 Rochas metabásicas e anfibolíticas da região de Araçáiba-SP

Os litotipos metabásicos analisados apresentam geralmente granulação fina a média, e se mostram em campo incipientemente deformadas, com padrão estrutural similar ao observado nas seqüências metassedimentares encaixantes.

O estudo isotópico U-Pb em zircões, relativo às rochas metabásicas de número de campo WWD-03 (arredores de Araçáiba – SP), foi realizado utilizando-se as técnicas analíticas convencional, EMF e SHRIMP, esta última realizada através

de cooperação científica com os laboratórios Research School of Earth Sciences, Australian National University (Dr. Allen P. Nutman). Trata-se de rochas de granulação fina a fina-média, cinza escuras, plagioclásio (An_{30-50}), anfibólios (hornblenda e actinolita), clinopiroxênios (augita e diopsídio), clorita e epidoto na mineralogia principal. Em campo mostram-se em meio à seqüência de rochas de natureza carbonática pura a impura. Embora os contatos não tenham sido observados, os padrões estruturais e metamórficos mostram-se coerentes.

Os zircões apresentam, em lupa, tonalidades cinza pálido, com arestas e biterminações mal desenvolvidas, às vezes difusas, e normalmente são ricos em inclusões

Os dados analíticos obtidos através da técnica SHRIMP nos laboratórios Research School of Earth Sciences, Australian National University relativos a cinco cristais de zircão estudados (bordas e núcleos) alinharam-se em diagrama Tera-Wasserbourg (figura 8.1), caracterizando para o intercepto superior a idade de 1593 ± 70 Ma e para o intercepto inferior de 586 ± 24 Ma. Dois dos dados analíticos plotam no diagrama em posições intermediárias entre os valores mencionados.

Estudos realizados em imagens obtidas através da técnica de catodoluminescência revelam a presença de núcleos e sobrecrecimentos em praticamente todos os zircões analisados. O ponto mais próximo ao intercepto superior (idade mais antiga) refere-se a uma análise de uma porção mais interna, preservada de sobrecrecimento, enquanto nos demais as análises referem-se a porções mais externas, caracterizadas por sobrecrecimentos e zonas oscilatórias. Os dados apresentados sugerem para a época de cristalização dos zircões o Mesoproterozóico, com idade de 1593 ± 70 Ma. Os valores relativos ao Neoproterozóico (586 ± 24 Ma) referem-se a zonas de sobrecrecimento desses zircões, indicativos provavelmente de processos metamórficos ou mesmo relacionados à colocação do Batólito Granítico Três Córregos.

Os dados isotópicos obtidos através da técnica convencional (TIMS) em quatro populações da mesma amostra WWD-03 (figura 8.2), alinham-se ao longo da discórdia, interceptando a curva concórdia em 1561 ± 18 Ma (intercepto superior), e 751 ± 15 Ma (intercepto inferior). O posicionamento intermediário de três pontos analíticos na discórdia revela perdas parciais de Pb. O único ponto posicionado próximo ao intercepto inferior localiza-se à esquerda da curva concórdia, denotando desequilíbrio isotópico, possivelmente relacionado à digestão incompleta dos zircões

analisados. A idade obtida neste intercepto de 751 ± 15 Ma deve ser encarada com ressalvas, provavelmente sem significado geológico.

Figura 8.1 – Diagrama Tera-Wasserbourg com imagens de catodoluminiscência dos zircões da amostra WWD-03

Utilizando-se a técnica EMF (evaporação de monocristal em filamento, Hober, 1986) em zircão dessa mesma amostra (WWD-03) observa-se um patamar com idade média de 1461 ± 51 Ma (figura 8.3), caracterizando mais uma vez épocas de cristalização relacionadas ao Mesoproterozóico. Acrescente-se que tal técnica não é efetiva para análises de bordas de zircões, função da quantidade elevada de Pb comum presente e da queima relativamente rápida.

WWD-03	207/235	Erro	206/238	Erro	Rho
SPU1140MJ316	14,3654	0,684	0,491221	0,68	0,991203
SPU1138WWD3M1	1,46232	2,88	0,13522	2,88	0,99791
SPU1141WWD3M1(<250)	2,21099	0,698	0,189484	0,675	0,968032
SPU1139WWD3M0	2,25683	0,83	0,191566	0,798	0,961358

Figura 8.2- Diagrama Concórdia para quarto frações da amostra WWD-03.

Figura 8.3 - Gráfico Idade vs Temperatura para análises por evaporação de monocristal em filamento.
O valor médio entre as linhas é de 1461 ± 51 Ma

Outros afloramentos analisados isotopicamente se referem a rochas metabásicas que ocorrem nos arredores de Taquari-Mirim (números de campo WWD-32 e WWD-33). Trata-se de rochas de granulação média cinza escura

Na amostra WWD-32 foram realizadas análises em quatro frações de zircões, utilizando-se a técnica convencional. Duas das frações (32a e 32d) apresentam zircões com arestas pouco definidas, translúcidos e isentos de inclusões e fraturas. Em diagrama concórdia, estes dois pontos analíticos posicionaram-se próximos ao intercepto superior. Nas duas outras frações analisadas (32b e 32c) predominam zircões prismáticos, relativamente bem formados, com arestas definidas, incolores e geralmente com inclusões e/ou fraturas. Essas duas frações, 32b e 32c, distinguem-se apenas pelo tamanho dos zircões, predominando nas primeiras prismas mais curtos (2:1) e na segunda prismas mais longos (~3:1). Essas populações posicionaram-se bastante próximas ao intercepto inferior, praticamente sobre a curva concórdia. A discórdia que melhor se ajusta a esses pontos analíticos revelou para o intercepto superior idade e 1484 ± 76 Ma e para o inferior de 601 ± 83 Ma. (figura 8.4)

Outro afloramento estudado (WWD-33), relativamente próximo ao anterior (WWD-32) é representado por rochas básicas com granulação média tonalidade cinza composta por plagioclásio, anfibólio, clorita, quartzo e epidoto.

Os zircões nesses litotipos são raros e apresentam hábitos prismáticos com arestas e biterminações ovaladas a arredondadas. Mostram-se intensamente fraturados e ricos em inclusões microcristalinas. A discórdia (figura 7,5) que melhor se ajusta às cinco frações analisadas intercepta a curva concórdia em 1485 ± 68 Ma (superior) e 579 ± 89 Ma (inferior), valores estes muito próximos aos valores referentes ao ponto WWD-32.

Foram realizadas análises em cinco frações de zircões, que se apresentam relativamente bem distribuídas, interceptando a curva concórdia em 1485 ± 68 Ma (superior) e 579 ± 85 Ma (inferior).

WWD32	207/235	Erro	206/238	Erro	Rho
SPU1865WWD32A	2,83347	0,473	0,227814	0,47	0,992495
SPU1866WWD32B	0,783464	1,31	0,09468	1,27	0,970726
SPU1868WWD32D	2,75426	0,593	0,223147	0,583	0,984352
SPU1867WWD32C	0,853043	2,68	0,102159	2,62	0,984009

Figura 8.4 - Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra de campo número WWD-32 e suas respectivas tipologias

Nos arredores de Taquari ocorrem rochas graníticas de granulação média a grossa, leucocráticas, cinza, equi a inequigranulares, constituídas por quartzo, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Esses litotipos mostram-se foliados e contêm xenólitos com formas e tamanhos variados de rochas metabásicas, com estruturação interna (foliação) distinta da encaixante. Representa uma zona de contato entre o Batólito Granítico Três Córregos e as seqüências metavulcanossedimentares Água Clara. Os xenólitos são representados por rochas de natureza básica, de granulação fina, equigranulares, cinza-escuros compostos por plagioclásio e anfibólio.

WWD33	207/235	Erro	206/238	Erro	Rho
SPU1870NM-3B	1,44543	0,513	0,13598	0,502	0,979454
SPU1869NM-3A	0,834374	0,499	0,098361	0,493	0,988911
SPU2220M-2	3,16506	0,521	0,247732	0,518	0,993514
SPU114M1	2,21098	0,698	0,189487	0,677	0,968035
SPU1139M0	2,25679	0,81	0,1915667	0,801	0,961360

Figura 8.5 - Diagrama Concórdia da amostra de números campo WWD 33

Tentativamente foram concentrados zircões de um desses xenólitos que, em função de aspectos morfológicos, permitiram a separação em lupa de três populações distintas. Na primeira predominam fragmentos de cristais, variando de límpidos a cristais com aspecto sujo. Na segunda população predominam zircões com hábitos prismáticos, opacos e alongados. Na terceira população predominam zircões prismáticos, curtos, nem sempre bem definidos e ligeiramente translúcidos sem inclusões

Os pontos analíticos representativos dessas três populações de zircões posicionaram-se em diagrama concórdia relativamente próximos ao intercepto superior, indicando uma idade quando forçado para a origem de 1457 ± 7 Ma (figura 8,6).

Interessante que as populações de zircões analisadas não indicaram idades relativas ao Neoproterozóico para o intercepto inferior do diagrama, uma vez que representam xenólitos em meio ao Batólito Granítico Três Córregos, formado nesta época.

WWD78	207/235	Erro	206/238	Erro	Rho
SPU2188	3,06728	0,632	0,240016	0,621	0,982097
SPU2189	3,12077	0,478	0,245054	0,475	0,993185
SPU2190	3,11207	0,509	0,244497	0,504	0,9908578

Figura 8.6 – Diagrama concórdia referente a amostra WWD78, análise forçado a origem

Outra amostra analisada refere-se ao afloramento WWD-67, localizada próximo do Bairro das Pacas. É representado por rochas metabásicas de granulação média a fina, cor cinza escuro, foliados, compostos por plagioclásio, anfibólio,

quartzo e epidoto. Os contatos com os litotipos adjacentes, representados por rochas calciossilicáticas e mármore impuros, não foram observados.

Embora poucos fossem os zircões presentes nessa amostra, tentativamente foram selecionadas três populações, contendo cada uma delas cerca de três cristais. Na primeira população os zircões apresentaram hábitos relativamente prismáticos (euédricos), sem inclusões e de tonalidade cinza. As outras duas frações continham cristais com arestas e biterminações relativamente arredondadas, sem inclusões, anédricos, de dimensões distintas.

Numa tentativa de diferenciá-los em diagrama concórdia, foram selecionadas duas populações em função de suas dimensões. Uma das frações resultou em insucesso, durante a fase de espectrometria de massa (cristais anédricos de menor tamanho). As outras duas frações analisadas posicionaram-se relativamente próximas em diagrama concórdia, resultando, quando o intercepto inferior é forçado para zero, em idade de 1247 ± 87 Ma (intercepto superior) figura 8.7. Tal valor deve ser encarado com ressalvas uma vez que se refere somente a dois pontos analíticos bastante próximos entre si na curva discórdia.

WWD67	207/235	Erro	206/238	Erro	Rho
2192	2,11518	1,56	0,18742	1,55	0,9929443
2193	2,21196	2,09	0,194576	2,08	0,9929354

Figura 8.7 - Diagrama concórdia com os pontos analíticos da amostra WWD-67 e os respectivos zircões

8.2 -Rochas metabásicas da região de Ribeirinha – Rio Branco do Sul, PR

Na localização de Ribeirinha aflora um corpo de rocha metabásica com dimensões quilométricas em meio a rochas graníticas pertencentes ao Batólito Três Córregos. Não raro observa-se rochas metabásicas como tetos pendentes ou xenólitos com formas e dimensões variadas em meio aos granitóides.

A amostra selecionada para estudos isotópicos U-Pb (zircão) refere-se ao afloramento WWD-60, representado por rochas de natureza básica, de

granulometria fina a média, cor cinza escuro, composta por anfibólio, piroxênio, plagioclásio e clorita. Apresenta foliação incipiente, concordante com as encaixantes regionais. As relações de contato são concordantes com as encaixantes metavulcanossedimentares pertencentes a Formação Água Clara

O estudo isotópico U-Pb em zircões, relativo a rochas metabásicas de número de campo WWD-60, envolveu duas técnicas analíticas, a convencional (TIMS) e a SHRIMP, esta última realizada nos laboratórios Beijing SHRIMP (Dr. Liu Dunyi) através de cooperação científica. Em lupa, os zircões apresentam, de um modo geral, hábitos prismáticos, com arestas relativamente bem formadas; as biterminações por vezes se mostram ovaladas ou mesmo difusas. São normalmente translúcidos, apresentando fraturas e inclusões microgranulares escuras.

As imagens obtidas utilizando-se da técnica da catodoluminescência revelam a presença de zircões com hábitos, de um modo geral, prismáticos. Por vezes as biterminações mostram-se suavemente a francamente ovaladas, quando os zircões adquirem formas mais arredondadas. Em alguns desses cristais, a presença de núcleos, zonas de interferência e de sobrecrecimento é bem caracterizada. Foram realizadas dez (10) análises utilizando-se da técnica SHRIMP, envolvendo principalmente zonas de sobrecrecimentos (oito (08) pontos) e secundariamente núcleo (um (01) ponto) e zona de interferência (um (01) ponto), estas últimas em um único cristal de zircão. Os oito pontos analíticos relativos às zonas de sobrecrecimentos distribuíram-se em diagrama concórdia próximos ao intercepto inferior, caracterizando uma idade de 603 ± 52 Ma. Os dois pontos, envolvendo núcleo e zona de interferência de um único cristal de zircão, posicionaram-se relativamente afastados do intercepto inferior, sugerindo para o intercepto superior idade relativa ao Paleoproterozóico (~2000 Ma), figura 8.8.

WWD60	207/206	Erro	238/206	Erro
1.1	0.0609	5.1	9.71	2.0
2.1	0.0615	4.4	10.02	1.9
3.1	0.0649	5.2	11.00	2.8
4.1	0.0694	5.0	9.85	1.9
5.1	0.0681	2.8	10.34	1.9
6.1	0.0578	7.2	10.02	2.7
7.1	0.1018	1.6	5.93	1.9
7.2	0.1245	0.7	3.20	1.8
8.1	0.0602	6.9	9.39	1.9
8.1	0.0597	12.2	8.81	2.4

Figura 8.8 – Diagrama Tera-Wasserburg com imagens de catodoluminiscência dos zircões da amostra WWD-60, e com os respectivos “sopts”.

Tentativamente foram analisadas quatro frações de zircões da mesma rocha (WWD-60) utilizando-se do método U-Pb convencional (TIMS). Tais frações contêm em média 6 zircões, representativas de cristais com dimensões e/ou formas distintas, em lupa binocular. Os pontos analíticos quando tratados em diagrama concórdia distribuíram-se ao longo de uma discórdia com idades de 510 ± 110 Ma para o intercepto inferior e 2169 ± 62 Ma para o intercepto superior, (figura 8.9).

Apesar do elevado erro analítico, as idades caracterizam a presença do Neoproterozóico e do Paleoproterozóico na formação desses zircões (figura 8.9).

É importante destacar que a morfologia desses zircões (claramente prismáticos) com núcleos e zonas de sobrecrecimento bem definidas distingue-se à primeira vista dos observados para os litotipos metabásicos da região de Araçaíba (raramente prismáticos, normalmente disformes). As idades relacionadas aos núcleos desses zircões referem-se ao Paleoproterozóico, mais precisas quando utilizado o método convencional (2169 ± 62 Ma), com zonas de recristalização (bordas) relativas ao Neoproterozóico, melhor caracterizadas através da técnica SHRIMP (615 ± 11 Ma). Tais valores Neoproterozóicos aproximam-se bastante das idades relativas ao Maciço Granítico Três Córregos, intrusivo nesses litotipos. Tais dados sugerem que esses corpos metabásicos representam porções de embasamento, formados durante o Paleoproterozóico englobados como tetos, xenólitos, quando da colocação do Complexo Granítico Três Córregos, durante o Neoproterozóico.

WWD60	207/235	Error	206/238	Error	COEF.
2222NM(0)1	5,91887	0,651	0,327655	0,653	0,9914501
2223NM(0)2	5,68961	0,818	0,315752	0,815	0,992974
2224NM(0)3	0,96212	2,1	0,095464	2,07	0,985901
2225NM(0)4	3,60455	0,709	0,222876	0,707	0,9938172

Figura 8.9- Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-60

Outra amostra de rocha metabásica representativa do afloramento WWD-26, localizado nos arredores de Rio Branco do Sul também próximo ao contato com os granitos tipo Três Córregos, foi tentativamente analisada através do método U-Pb (zircão). Trata-se de uma rocha de granulação fina, cor cinza escuro, isótropa composta principalmente por plagioclásio, anfibólio, clorita, piroxênio e quartzo

Foram analisadas somente duas frações de zircões que se posicionaram respectivamente próximas ao intercepto superior e inferior da curva concórdia. A discórdia resultante desses dois pontos indicou idades de 500 ± 6 Ma para o intercepto inferior de 1914 ± 15 Ma para o intercepto superior. (figura 8.10) Embora tais valores sejam desprovidos de significado geológico, uma vez que somente duas frações de zircões foram analisadas, é importante ressaltar a presença do Paleoproterozóico e Neoproterozóico na formação desses litotipos, similar ao observado para a amostra WWD-60.

WWD26	207/235	Error	206/238	Error	COEF.
SPU1862WWD26B	4,8406	1,18	0,30575	0,971	0,85084
SPU1861WWD26A	0,921693	1,1	0,0959737	1,04	0,952663

Figura 8.10 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-26

Próximo ao afloramento WWD-26 ocorrem níveis riolíticos de granulação fina a média, leucocrático cinza claro, composto por feldspato potássico, quartzo e biotita. Trata-se de níveis com dimensões que variam de 50cm à 30m, que truncam as seqüências calciossilicáticas pertencentes à Formação Água Clara.

Os zircões obtidos em um desses níveis (WWD-25) mostram-se transparentes e geralmente com inclusões e fraturas. Foram analisadas quatro frações de zircões através de técnica convencional (TIMS). Estes se posicionaram muito próximos ao intercepto superior da curva concórdia, acusando idade de 638 ± 12 Ma (figura 8.11).

Essas rochas ocorrem normalmente próximas ao contato com o Batólito Granítico Três Córregos, representando, possivelmente, manifestações vulcânicas relacionadas aos estágios de colocação deste maciço.

WWD-25

	207/235	Error	206/238	Error	COEF.
SPU1784WWD25A1	0,78161	1,36	0,0928102	1,02	0,76399
SPU1785WWD25A2	0,763998	1,69	0,0906703	1,26	0,761
SPU1787WWD25C	0,785243	1,61	0,0938124	1,18	0,74965

Figura 8.11 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-25 (arredores de Rio Branco do Sul - PR), e a tipologia dos zircões das frações.

8.3 Rochas metabásicas da região de Abapã

Na porção ocidental, proximidades com a zona de cisalhamento Itapirapuã, foram obtidos zircões de um único afloramento de rochas metabásicas localizado nos arredores de Abapã (WWD-19). É representado por rochas de granulação fina, cinza escuras, incipientemente deformadas, compostas principalmente por anfibólio, piroxênio e plagioclásio. Mostra-se concordante estruturalmente com as seqüências metacarbonáticas da Formação Água Clara.

Neste setor as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara ocorrem como segmentos, plissados em meio a rochas graníticas do Batólito Três Córregos. Observam-se xenólitos com formas e dimensões variadas dessas seqüências em meio aos litotipos graníticos.

Foram selecionadas três frações de zircões, que se mostram prismáticos, com arestas e biterminações bem desenvolvidas, tonalidades claras, com inclusões microgranulares e fraturas. Esses dados quando tratados em diagrama concórdia apresentam-se relativamente dispersos, com um dos pontos analíticos localizado sobre a curva. A idade obtida de 630 ± 10 Ma relaciona-se novamente ao Neoproterozóico, indicando provavelmente recristalização dos zircões quando da colocação dos corpos graníticos (figura 8.12).

WWD-19	207/235	Error	206/238	Error	COEF.
SPU1778WWD19B	0,146966	1,33	0,0188589	0,79	0,6227
SPU1777WWD19A	0,831805	2,42	0,0986397	1,18	0,52005
SPU1779WWD19C	0,331776	1,17	0,0420536	0,82	0,71828

Figura 8.12 - Diagrama Concórdia para amostra com número de campo WWD-19 (arredores de Abapã - PR), e a tipologia dos zircões das frações.

8.4 Resultados Ar-Ar em minerais

Em função do grau de intemperismo das amostras e principalmente das dimensões relativas dos minerais presentes nestas rochas metabásicas (grau de liberação < 100 mesh) a aplicação da metodologia Ar-Ar foi bastante prejudicada. Somente duas amostras se mostraram adequadas para análises Ar-Ar, relativas aos afloramentos de números de campo WWD-33 e WWD-62b. O primeiro afloramento (WWD-33) refere-se a uma rocha metabásica dos arredores de Taquari-Mirim (Araçaíba), analisada através do método U-Pb (zircão). Foram selecionados cristais de anfibólios para análise que acusaram idade de 604 ± 8 Ma. (figura 8.13) Tal valor representa épocas relacionadas ao resfriamento dessas rochas a temperaturas inferiores a 500°C (isoterma de 500°C). O segundo afloramento analisado (WWD-62b) refere-se a rochas metabásicas, localizadas nas proximidades de Ribeirinha

(provável continuidade do corpo WWD-60) que se mostram intensamente transformadas, ricas em muscovitas, função de sua proximidade com rochas graníticas pertencentes ao Batólito Três Córregos. Os cristais analisados apresentaram idade de 596 ± 4 Ma, (figura 8.14), representando épocas relativas ao resfriamento deste corpo a temperaturas inferiores a 300°C (isoterma de 300°C). Os valores obtidos mostram-se relativamente próximos, sugerindo curto período de tempo na transposição das isotermas de 500°C e 300°C .

1474 / WWD-33 / Anfibólio

Figura 8.13 – Diagramas com os resultados das análises Ar-Ar da Amostra WWD-33 em anfibólios

	Número Lab	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%Rad	Idade (Ma)	± (Ma)
WWD - 33 SPA0203-72	1474-01B	0,6	101,927	0,16779	0	0,17283	50,8687	49,9	626,63	179,06
	1474-01C	0,9	71,3453	0,103	5,59971	0,06167	53,7681	75,1	656,56	116,43
Material hbl	1474-01D	1,3	62,246	0,01748	0,16106	0,0273	54,1953	87,1	660,93	19,02
	1474-01E	1,7	53,5831	0,01392	0	0,00438	52,2889	97,6	641,35	2,98
	1474-01F	2,2	49,2745	0,01571	0,02453	0,00379	48,1584	97,7	598,21	1,82
	1474-01G	2,9	48,4554	0,01567	0	0,00238	47,7508	98,5	593,89	2,23
	1474-01H	3,8	46,1444	0,03237	0	0,00827	43,7021	94,7	550,47	22,73
	1474-01I	4,6	54,5357	-0,03599	0	-0,03447	64,7165	118,7	765,28	28,34
	1474-01J	5,2	49,8501	0,00996	0,10209	0,00082	49,6191	99,5	613,58	4,99
	1474-02A	0,6	70,0198	0,01078	0	0,0108	66,8273	95,4	785,51	17,14
	1474-02B	1,2	46,7668	0,01082	0,11376	0,00116	46,4371	99,3	579,91	6,53
	1474-02C	1,7	50,9861	0,01738	0,03849	0,00555	49,3489	96,8	610,75	1,89
	1474-02D	2,1	48,0405	0,01492	0,09396	0,00197	47,4684	98,8	590,9	3,27
	1474-02E	2,7	44,5938	0,01993	0,29614	0,01007	41,6503	93,4	528,05	10,71
	1474-02F	3	43,4821	0,04925	0	0,0401	31,6368	72,8	414,49	25,72
	1474-02G	4,8	42,7696	0,01384	0	0,00998	39,8202	93,1	507,83	18,52
	1474-02H	5,2	47,0097	0,01572	0	0,00317	46,0704	98	576,02	6,51
	1474-03A	0,6	82,0011	0,0194	0,98449	0,04643	68,4006	83,4	800,44	26,66
	1474-03B	1,2	46,1238	0,01439	0,47597	0,00951	43,3631	94	546,78	5,67
	1474-03C	1,7	51,5858	0,01571	0	0,00531	50,0152	97	617,73	1,76
	1474-03D	2,1	48,8943	0,01719	0,031	0,00299	48,0154	98,2	596,69	1,77
	1474-03E	2,7	46,9247	0,01245	0,29738	-0,00239	47,6621	101,6	592,95	8,41
	1474-03F	3	48,1802	0,00539	1,22649	0,01266	44,5702	92,4	559,87	34,26
	1474-03G	4,8	48,6772	-0,00342	0,65131	-0,01742	53,898	110,7	657,89	18,02
	1474-03H	5,2	47,9198	0,01136	0,19628	0,00166	47,4516	99	590,72	3,7

Tabela 8.1 – resultados das análises relativos a anfibólio da amostra WWD33 anfibolito.

1476 / WWD-62B / Muscovita

Figura 8.14 – Diagramas com os resultados das análises Ar-Ar da Amostra WWD-62B em muscovitas de rocha hornfels xisto

	Número Lab	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%Rad	Idade (Ma)	± (Ma)
WWD - 62B	1476-01A	0,3	16,63	-0,12378	2,12437	-0,04841	31,1335	187	408,59	49,56
SPA0203- 72	1476-01B	0,6	27,0172	-0,01194	1,11402	-0,01108	30,4001	112,4	399,96	27,64
	1476-01C	0,9	44,9885	-0,0192	0,42758	-0,00068	45,2326	100,5	567	19,36
	1476-01D	1,2	47,9525	0,00115	0	-0,00265	48,7348	101,6	604,29	10,15
	1476-01E	1,6	48,8925	0,00858	0,01489	-0,00127	49,2688	100,8	609,91	2,83
	1476-01F	2	48,5328	0,01107	0	0,00006	48,5145	100	601,97	1,91
	1476-01G	2,7	48,4846	0,01176	0	-0,00004	48,4968	100	601,78	1,35
	1476-01H	3,8	48,2313	0,0114	0,00266	-0,00005	48,2467	100	599,14	1,69
	1476-01I	5,2	47,965	0,01091	0	-0,0003	48,0535	100,2	597,1	1,16
	1476-02A	0,8	42,8597	0,01022	0	0,00534	41,2798	96,3	523,98	5,79
	1476-02B	1,4	48,0019	0,01194	0	0,00086	47,7458	99,5	593,84	1,03
	1476-02C	2	47,9633	0,01147	0	0,00042	47,8384	99,7	594,82	1,08
	1476-02D	2,4	48,1326	0,01039	0	0,00044	48,0005	99,7	596,54	4,66
	1476-02E	2,7	47,7503	0,01015	0	-0,00033	47,8483	100,2	594,92	2,51
	1476-02F	3,8	48,0084	0,01107	0,01219	-0,00001	48,0126	100	596,66	1,39
	1476-02G	5,2	47,6557	0,01141	0	0,00023	47,5861	99,9	592,14	1,46
	1476-03A	0,6	33,5239	0,02287	0,63499	0,01737	28,4527	84,8	376,83	10,82
	1476-03B	1,2	49,5447	0,01174	0,03156	0,00282	48,7137	98,3	604,07	2,53
	1476-03C	1,6	48,084	0,01181	0,00343	0,0005	47,9357	99,7	595,85	0,97
	1476-03D	2	47,8938	0,01174	0,00817	0,00026	47,8187	99,8	594,61	1,08
	1476-03E	2,4	47,8269	0,01275	0,06216	0,00151	47,3869	99,1	590,03	2,4
	1476-03F	2,8	47,8842	0,0104	0,07093	-0,00052	48,0451	100,3	597,01	2,34
	1476-03G	3,8	48,2411	0,01143	0	0,00116	47,8974	99,3	595,44	2,28
	1476-03H	5,2	48,014	0,01158	0,00076	0,00018	47,9604	99,9	596,11	1,26

Tabela 8.2 – resultados das análises relativos a muscovita da amostra WWD62A (hornfels xisto)

8.5 Análises Rb-Sr

Na aplicação do método Rb-Sr, em rocha total, as rochas de natureza básica são prejudicadas em função dos baixos teores de Rb, produzindo baixas relações Rb-Sr e conseqüentemente pouca dispersão dos pontos analíticos em diagrama isocrônico. Numa tentativa de obter maior dispersão dos pontos analíticos, foram concentradas, do sistema rocha total, diferentes frações magnéticas, utilizando-se de separador eletromagnético tipo FRANTZ. Trata-se, em realidade, de se obter isócronas internas, relativamente similares a isócronas minerais. Foram selecionadas para tal estudo amostras de rocha metabásicas pertencentes a três afloramentos (WWD-03, WWD-33 e WWD-26), os dois primeiros localizados nos arredores de Araçá e datados através da metodologia U-Pb (zircão) e o terceiro localizado próximo a Rio Branco do Sul. Foram também realizadas análises dos sistemas rocha total, relativas às mesmas rochas. Os dados obtidos (tabela 8.3), quando tratados em diagrama isocrônico, denotaram forte desequilíbrio isotópico,

porém com tendências bastante interessantes. O diagrama obtido para o sistema rocha total indica uma "tendência de alinhamento" (somente três pontos analíticos) com idade próxima de 1500 Ma, para uma relação inicial relativamente elevada ($\sim 0,707$) - figura 8.15. As análises relativas às diferentes frações magnéticas apresentam, em diagrama isocrônico, tendências de alinhamento, com idades próximas a 600 Ma (figura 8.16). Representam retas aproximadamente paralelas, denotando sistemas com diferentes relações iniciais.

Tal padrão, embora preliminar e envolvendo elevados erros analíticos, sugere tratar-se de rochas formadas a aproximadamente 1500 Ma, cujos sistemas internos sofreram rehomogeneizações isotópicas a cerca de 600 Ma. A rehomogeneização isotópica teria se dado em nível interno (mineral) não modificando o sistema rocha total (figura 8.16).

No. labor.	N campo	Mat.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	T_c (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T_c)$
3060	wwd33	rt	0,723069	0,898	1,5	0,703736	14
3068	wwd66	rt	0,723698	0,221	1,5	0,71894	230
3057	wwd26a	rt	0,710363	0,049	1,5	0,709308	93
3278	wwd03	rt	0,727711	0,716	1,5	0,712297	136
3056	wwd22	rt	0,704158	0,073	1,5	0,702586	-2
3058	wwd25	rt	0,71581	xxxx			
3059	wwd32	rt	0,713722	0,078	1,5	0,712043	132
3061	wwd39	rt	0,71863	0,562	1,5	0,706531	54
3062	wwd46	rt	0,751659	0,938	1,5	0,731465	409
3063	wwd49	rt	0,715701	0,352	1,5	0,708123	77
3064	wwd50	rt	0,708381	0,279	1,5	0,702375	-5
3065	wwd53a	rt	0,704654	0,043	1,5	0,703728	14
3066	wwd53b	rt	0,71069	0,096	1,5	0,708623	84
3067	wwd60	rt	0,705678	0,272	1,5	0,699822	-42

Tabela 8.1: Legenda: rt = rocha total; T_c = fusão/cristalização. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵ_{Sr} iniciais foram calculados para $T_c = 1.5\text{Ga}$

Figura 8.15 - Diagrama isocrônico obtido para o sistema rocha total. 1.500Ma – rochas semelhantes mas diferentes razões Rb/Sr; 630Ma – homogeneização em nível local; afloramentos distintos – sistemas RT independentes

Figura 8.16– Diagrama isocrônico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com linha de referência para três amostras de rochas metabásicas intercaladas na formação Água Clara

8.6 Análises Sm-Nd

As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em dez amostras representativas das rochas metabásicas (arredores de Araçaíba, Rio Branco do Sul e Abapã), uma amostra de rocha riolítica (WWD-25: arredores de Rio Branco do Sul), uma amostra de biotita granito milonítico (WWD-75: Apiaí) e duas amostras de metamargas (WWD-46 e WWD-53B Araçaíba), conforme tabela 8.2 abaixo

SPS	identif.	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_c(\text{Ga})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T_c)$
3278	WWD 03	0,1884	0,512687	1,5	0,956	2,54
3207	22	0,2016	0,512714	1,5	1,483	0,55
3057	26A	0,1392	0,512018	1,5	-12,094	-1,09
3059	32	0,2060	0,512688	1,5	0,975	-0,80
3060	33	0,1924	0,512622	1,5	-0,312	0,51
3061	39	0,2068	0,512782	1,5	2,809	0,88
3063	49	0,1921	0,512626	1,5	-0,234	0,65
3064	50	0,1922	0,512656	1,5	0,351	1,21
3065	53A	0,1417	0,512029	1,5	-11,880	-1,36
3418	53B	0,1145	0,511884	1,5	-14,708	1,02
3419	60	0,2323	0,512986	1,5	6,788	-0,02
3070	78	0,2010	0,512697	1,5	1,151	0,33
3058	25	0,0899	0,511129	1,5	-26,295	-5,86
3062	46	0,1574	0,512008	1,5	-12,289	-4,77
3068	66	0,1874	0,512389	1,5	-4,857	-3,08
3069	75	0,1508	0,511733	1,5	-17,654	-8,87

Tabela 8.4 - Obs.: Os valores de ϵ_{Nd} calculados em $T_c = 1,5\text{Ga}$ para as amostras SPS 3058 - wwd25, 3062 - wwd46, 3068 - wwd66 e 3069 - wwd69 são consideravelmente negativos indicando a presença de material crustal nesta época. Para as demais amostras os valores de ϵ_{Nd} para $T_c = 1,5\text{Ga}$ oscilam em torno de +0,37.

A exceção da rocha de composição riolítica, que apresenta idade modelo Sm-Nd (TDM) próxima de 2200 Ma, os demais litotipos, notadamente básicos, não definem claramente épocas relacionadas à diferenciação manto-crosta de seus protólitos. Tal fato pode ser observado na figura 8.17 ($\epsilon_{\text{Nd}} \times T$), onde grande parte das linhas evolutivas não revela fracionamentos significativos, paralelizando-se à curva de evolução do CHUR. Existe uma certa tendência para as idades modelo TCHUR se aproximarem do intervalo 1800 – 1700 Ma. Tentativamente foram plotados trends, quando considerada evolução em estágio duplo, com fracionamento significativo em aproximadamente 1500 Ma (idade U-Pb, zircões). Neste caso, as idades modelo TDM (estágio duplo) distribuem-se entre aproximadamente 2000 – 1800 Ma. Esses dados, ou grande parte dos mesmos, quando analisados em diagrama isocrônico, indicam um alinhamento aproximado em 1600 Ma (figuras 8.18 a e b).

Figura 8.17- Diagrama de evolução de Nd no tempo geológico. WWD 25 - riolito; WWD75, 46 e 66 são rochas máficas com forte contribuição crustal. As linhas de evoluções de Nd entre 1.5 e 2.2 Ga foram calculados em estágio duplo com base em DePaolo et al 1991

Figura 8.18a - Diagrama isocrônica de referência Sm-Nd. Rochas máficas com forte contribuição crustal

Figura 8.18b - Diagrama isocrônica de referência Sm-Nd. Rochas máficas com pouca ou nenhuma contribuição

Os valores de $\epsilon(\text{Nd})$ por outro lado se aproximam de zero (pouco positivos/pouco negativos) quando calculados para a época de formação dessas rochas metabásicas (tabela 8.3). Tal fato indica pequeno tempo de residência crustal dessas rochas, ou seja, idades de diferenciação de seus protólitos do manto relativamente próximas às idades de formação (~1500 Ma).

No diagrama $\epsilon(\text{Nd}) \times \epsilon(\text{Sr})$ os dados analíticos posicionam-se no campo das rochas do manto, com alguma contaminação crustal de Sr. (figura 8.19)

Tal quadro sugere para os protólitos dessas rochas época de diferenciação do manto relativamente próxima às de formação (~1500 Ma), caracterizando pequeno período de residência crustal.

Figura 8.19 - Os valores ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} foram calculados para $T = 1.5\text{Ga}$ (tabelas acima). As amostras WWD 22, 50, 33 e 60 se posicionam próximo à origem indicando que provável fonte destas amostras seria do tipo manto enriquecido com mínima contribuição crustal. Para as demais amostras o ϵ_{Sr} se afastam da origem enquanto que o ϵ_{Nd} flutuam ao redor de zero (exceto wwd 66) indicando a maior mobilidade de Sr em relação ao Nd.

DISCUSSÃO

As rochas metabásicas apresentam padrão estrutural e metamórfico coerente com os litotipos encaixantes, representando possíveis diques ou sills em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara. Análises U-Pb (convencional e SHRIMP) envolvendo bordas recristalizadas de zircões, Ar-Ar (anfíbólios e muscovitas), e mesmo Rb-Sr (isócronas internas), indicam o intervalo 630 – 600 Ma como relativo ao resfriamento dessas rochas a temperaturas inferiores a 500°C e 300°C - 250°C. Tais valores aproximam-se bastante dos observados para o Maciço Granítico Três Córregos. Representam épocas relacionadas ao metamorfismo (xisto verde a anfibolito) e conseqüente colocação dos maciços graníticos tipo Três Córregos. Épocas relacionadas à formação dos litotipos metabásicos são caracterizadas principalmente na região de Araçaíba, onde as porções mais internas dos zircões apresentam idades concentradas principalmente no intervalo 1600 – 1500 Ma. Valores dessa ordem foram também observados utilizando-se o método isocrônico Rb-Sr em rocha total (~1500 Ma) e mesmo Sm-Nd isocrônico, também em rocha total (~1600 Ma). Embora os erros analíticos sejam relativamente elevados, tal intervalo 1600 -1500 Ma sugere representar o principal período de formação dessas rochas de natureza básica (sills, diques). Representa,

portanto “idades mínimas” de deposição das seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara, ou possivelmente muito próxima a esta.

Acrescente-se que os valores $\epsilon(\text{Nd})$ próximos a zero e mesmo a distribuição dos dados em diagrama $\epsilon(\text{Nd}) \times \epsilon(\text{Sr})$ revelam curto período de residência crustal desses litotipos de natureza básica. Os protólitos dessas rochas teriam se derivado do manto em épocas relativamente próximas às de formação (1600 – 1500 Ma).

Tal quadro é estabelecido principalmente para a região de Araçaíba, uma vez que as inúmeras amostras coletadas relativas à região de Rio Branco do Sul e Abapã não forneceram zircões suficientes para análises precisas.

Difere deste cenário, xenólitos de rochas metabásicas que ocorrem em meio ao Maciço Granítico Três Córregos (região de Rio Branco do Sul). Os valores obtidos indicam idades U-Pb (zircão) do Paleoproterozóico (~2100 Ma) para zonas de núcleo desses cristais e Neoproterozóico para zonas de borda (recristalização). Acredita-se que essas rochas representem porções de embasamento (infraestrutura) englobadas quando da colocação desse maciço granítico.

9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Nos capítulos anteriores foram discutidos os dados geológico-estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de maneira isolada. Pretende-se aqui realizar uma abordagem integrada e comparativa desses dados, numa tentativa de melhor compreender a evolução tectônica da área investigada. Nesse contexto, e de modo sucinto, os seguintes comentários merecem destaque:

(1) A Formação Água Clara representa uma seqüência predominantemente carbonática (mármore puros, impuros, calciossilicáticas), com intercalações de rochas clásticas, representadas principalmente por xistos e quartzitos. Intercalam-se corpos de rochas metabásicas, normalmente com grande expressão longitudinal quando comparada a lateral. Esses litotipos limitam-se a N-NW com as seqüências metavulcanossedimentares Itaiacoca através da Zona de Cisalhamento Itapirapuã e a sul com as seqüências Lageado/Antinha e Formação Votuverava através das Zonas de Cisalhamento Quarenta Oitava e Morro Agudo. A associação litológica da Formação Água Clara é sugestiva de ambiente de deposição de águas rasas (mármore; indicações de estruturas organogênicas; de brecha sedimentar e estratificação cruzada) a profundas (termos pelíticos com vulcanismo associado). Esse segmento foi palco de intensa granitogênese Neoproterozóica, representada por monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos, tonalitos e sienogranitos pertencentes ao Maciço Três Córregos.

(2) O padrão estrutural observado para os litotipos da Formação Água Clara, incluindo as rochas metabásicas, relaciona-se a uma tectônica de baixo ângulo, com indicadores cinemáticos sugestivos de transporte de NNW para SSE (em direção ao Complexo Atuba). As deformações posteriores são responsáveis por dobramentos abertos a isoclinais com eixos desde subhorizontais a subverticais e planos axiais subverticalizados. Sistemas transcorrentes desenvolvem uma foliação SC verticalizada.

(3) Os dados geoquímicos relativos às rochas metabásicas e anfibolíticas apresentam características de basaltos toleíticos (subalcalinos), semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias meso oceânicas com tendência a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), sugestivos de ambientes tectônicos distensivos.

(4) Os dados geocronológicos U-Pb (convencional e SHRIMP), envolvendo bordas de zircões, Ar-Ar (anfibólio e muscovita) e mesmo Rb-Sr (isócronas internas) indicam o intervalo 630 – 600 Ma como relativo ao metamorfismo (fácies xisto verde a anfibolito) e conseqüente recristalização e resfriamento desses minerais. As bordas de zircões recristalizadas, os dados Ar-Ar em anfibólio e as isócronas internas, relativas às rochas metabásicas, indicam que essas seqüências atingiram temperaturas superiores a 500°C durante o Neoproterozóico (630 – 600 Ma). Valores similares referem-se à época de formação das rochas granodioríticas, monzograníticas, quartzo-monzoníticas pertencentes ao Maciço Três Córregos, distribuído generalizadamente neste setor. Épocas relacionadas à formação dos litotipos metabásicos são caracterizadas principalmente na região de Araçaíba, onde as porções mais internas (núcleos) de zircões apresentam idades concentradas principalmente no intervalo 1600 – 1500 Ma. Valores dessa ordem foram também observados utilizando-se o método isocrônico Rb-Sr em rocha total (~1500 Ma) e mesmo Sm-Nd isocrônico, também em rocha total (~1600 Ma). Embora os erros analíticos sejam relativamente elevados, tal intervalo (1600 – 1500 Ma) caracteriza o principal período de formação dessas rochas de natureza básica. Representam possíveis sills ou diques e portanto as idades obtidas devem ser consideradas como mínimas para a deposição dessas seqüências metavulcanossedimentares, possivelmente bastante próxima a esta. Enclaves de rochas metabásicas que ocorrem em meio ao Maciço Granítico Três Córregos (região de Rio Branco do Sul), indicam idades U-Pb Paleoproterozóicas (~2100 Ma) para núcleos de zircões e Neoproterozóicas para zonas de borda (recristalização). Acredita-se que essas rochas representem porções de embasamento, capturadas quando da colocação desses granitos.

(5) Os valores de $\epsilon(\text{Nd})$ próximos a zero (pouco positivos/pouco negativos) e mesmo a distribuição dos dados em diagrama $\epsilon(\text{Nd}) \times \epsilon(\text{Sr})$ revelam curto período de residência crustal desses litotipos metabásicos. Os protólitos dessas rochas teriam se derivado do manto em épocas relativamente próximas às de formação (1600 – 1500 Ma).

Tal quadro sugere épocas de deposição para as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara relacionadas ao Mesoproterozóico. Não há evidências geocronológicas concretas de metamorfismo nesse período ou pouco posterior. Os dados até o momento disponíveis, aliados ao padrão estrutural, indicam que a exposição desses segmentos em 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 NNW para SSE, em direção ao Complexo Atuba, associada a sistemas de cisalhamento transcorrentes e dobramentos tardios, seriam responsáveis pela aloctonia desses terrenos e conseqüente colocação em níveis superiores.

No contexto regional, envolvendo as seqüências metavulcanossedimentares da Faixa de Dobramentos Apiaí, os dados isotópicos atualmente obtidos têm modificado substancialmente muitas das colocações e interpretações de cunho geotectônico deste setor. Importantes registros radiométricos relacionados ao final do Paleoproterozóico (~1750 Ma) foram recentemente reconhecidos em rochas sienograníticas das regiões do Tigre e Betara, estendendo-se ao sul do Maciço Granítico do Cerne (Kaulfuss, 2000; Cury et al, 2002 e 2003). Acredita-se que parte das seqüências metavulcanossedimentares admitidas como Betara e Perau (inferior) possam ter sua sedimentação relacionada também a esse período. Idades similares (~1750 Ma) relacionadas a processos predominantemente extensionais são reconhecidas em grande parte do continente Sul-Americano, notadamente em sua porção centro-oriental. Representam importantes cicatrizes associadas provavelmente à ruptura do Supercontinente Atlântico (Brito Neves et al, 1995; Sato & Siga Jr., 2001).

Padrão isotópico distinto, relacionado ao Mesoproterozóico (1600 – 1500 Ma), discutido neste trabalho, para as seqüências metavulcanossedimentares da Formação Água Clara é também observado para as seqüências Votuverava e Perau (superior), Basei et al, 2004 e 2004. Tal período (Mesoproterozóico) foi também caracterizado isotopicamente para as seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Serra do Itaberaba (~1400 Ma) no âmbito do Cinturão Ribeira (SP), por Juliani et al (2000). Tal período (Mesoproterozóico) representa importante marco geocronológico na evolução (sedimentação/vulcanismo) do Domínio Apiaí-Ribeira. As seqüências Itaiacoca (Reis Netio, 1994; Siga Jr. et al, 2003) e possivelmente Capirú parecem ter sua evolução relacionada ao início do Neoproterozóico (1100 – 900 Ma), enquanto as seqüências pertencentes ao Grupo São Roque, Formações Iporanga (Hackspacher et al, 2000) e possivelmente Lageado e Antinha parecem ter sedimentação associada ao final do Neoproterozóico (630 – 600 Ma). Tal período é caracterizado como da migmatização e metamorfismo dos terrenos pertencentes ao Complexo Atuba, bem como de formação do Arco Magmático Alto Ribeira, representado pelos Batólitos Graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (Prazares Filho, 2003).

Os dados geológicos/geocronológicos apresentados modificam substancialmente o quadro tectônico da "Faixa de Dobramentos Apiaí" (denominação esta que precisa ser revista) e conseqüentemente do sudeste brasileiro.

10 - BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, L. H. 1955. Implications of the Rhodesian age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1): 1-15.
- ALGARTE, J.P.; DAITX, E.C.; CUNHA, H.C.S.; CAVALCANTE, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A. 1972. Projeto sudeste do Estado de São Paulo: Folha Itararé (SG.22-X-B)- mapa geológico. São Paulo : DNPM/CPRM
- ALMEIDA, M.A. 1989 Geologia da Formação Água Clara na Região de Araçáiba – SP. Dissertação de Mestrado. IGc – USP. 184p
- ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1986 A Formação Água Clara na Região de Araçáiba, estado de São Paulo: Litotipos, metamorfismo e deformação. In XXXIV CBG Goiania. Anais v2 p.905 – 918.
- ALMEIDA, F.F.M. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. In: Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, Anais, 28:44-45
- ALTHOFF, F.J. 1989. Geologia Estrutural da Antiforma do Setuva - PR. Belém. 147 p. (Dissertação de Mestrado, NCGG - UFPA).
- ALTHOFF, F.J.; FIORI, A.P. 1992. Sobre a petrografia e o metamorfismo das rochas da Antiforma do Setuva - PR. Bol Paran. Geoc. 40: 1-20.
- AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. 1966. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2): 159-189.
- BARBOSA, O. 1941. Geologia e petrologia na região de Apiaí, Estado de São Paulo. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese para a cadeira de "Geologia, Petrografia e Mineralogia"
- BARTOZIEVICZ, A.; VASCONCELLOS, E.M.G. 1998. Petrologia e geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Tunas do Paraná – PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 488
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica entre dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. Geoc.*, 22(2): 216-221.

- BASEI, M. A. S.; MCREATH, I.; SIGA JÚNIOR, O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern: A Review. *Gondwana Research*. Japão: v.1, n.3/4, p.383-391.
- BASEI, M. A. S.; CITRONI, S. B.; SIGA JÚNIOR, O. 1999. Stratigraphy and Age of Fini-Proterozoic Basins of Paraná and Santa Catarina States Southern Brazil. In: *Boletim do Instituto de Geociências - IGc – USP – Série Científica*. São Paulo – Brasil: v.29, p.195-216.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; CORDEIRO, H.; KAULFUSS, G. A.; PRAZERES FILHO, H. J.; WEBER, W. 2002. Sedimentação e Matamorfismo Mesoproterozóicos no Vale do Ribeira. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.293.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; KAULFUSS, G. A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A. P.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M. 2003a. Geochronology and Isotope Geology of Votuverava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.501-504.
- BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; KAULFUSS, G. A.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M. 2003b. Magmatismo Básico Mesoproterozóico das Sequências Metavulcanossedimentares Perau e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, v.1, p.49.
- BATOLLA Jr., F.; CARVALHO, M.A.S.; COLANERI, S.; AGUIAR Neto. 1977a. Projeto leste do Paraná - Folha Curitiba (SG.22-X-D-1): geologia e anexos. São Paulo : DNPM/CPRM, 2v.
- BATOLLA Jr., F.; HAMA, M.; LOPES Jr., I. 1977b. Idades radiométricas RB/Sr e K/Ar em rochas cristalinas da região leste do Paraná. In.: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, Atas, 324-337
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiçu. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, 11-197

- BIGARELLA, J.J.; DOUBEK, R.; SOBANSKI, A.; TREVISAN, N.; HARTKOPF, C.C. 1956. Planta geológica (provisória) da cidade de Curitiba e arredores, esc.1:50.000. Curitiba, Depto. de Geografia, Terras e Colonização
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares da Série Açungui. V. Estruturas Organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu (Estado do Paraná). *Dusenía*, 7(6): 317-323.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Bol. Paul. Geogr.*, 29:3-19
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1958b. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: a Formação Votuverava. *Bol. Inst. Hist. Nat., Curitiba*, 2:1-6
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1967. Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes 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; escala 1: 250.000. Curitiba : MINEROPAR
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. 1985. Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-X-B-II-3), estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22150)
- BOULLIER, A.M.; BOUCHEZ, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, 3: 253-262.
- BROOKS, C.; HART, S. R.; WENT, I. 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(2): 551-557.
- CAMPANHA, G. A. C.; Sadowski, G. R. – 1999 – Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research* 98 (1999) 31-51.
- CAMPANHA, G.A.C. 1991. Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 296pp.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L.; DEHIRA, L.F. 1985. Geologia das Folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22352)

- CAMPANHA, G.A.C.; SADOWISKI, G.R. 1998. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre a sua evolução. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 17
- CAMPOS NETO, M.C. 1983. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Atas, 91-102
- CARVALHO, P.F.; PINTO, E.A. 1937. Reconhecimento Geológico na Série Açungui. DNPM, Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., Bol. 71, 29 p.
- CASSEDANE, J.; LASSERRE, M. 1970. Análise isotópica pelo método do chumbo de uma segunda série de galenas brasileiras. Min. Metal., 335: 12-19
- CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. 1983. Projeto Capão Bonito. SICCI. São Paulo, Pró-Minério. CPRM, 2v
- CORDANI, U.G. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assuncion e Curitiba. In: Monaco, O.A.; Zir Filho, J.A.; Valentine, N. (Eds). Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Assuncion – SG.21 e Curitiba – SG.22, Brasília, DNPM, p.58-67
- CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, I. 1967. Determinação de idade K-Ar em rochas do Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, Anais, 1:218-233
- CORFU, F. & STOTT, G. M. 1986. U/Pb Ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 23(8): 1075-1082.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira. Relatório Final, São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1998. Mapeamento Geológico da Folha Curitiba.
- CURY, L. F.; KAULFUSS, G. A.; SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O. M.; SATO, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. In: Rev. Geologia IGc – USP – Série Científica. São Paulo – Brasil: v.2, p.95-108.

- CURY, L. F.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; MCREATH, I.; ONOE, A. T. 2003a. Geochronology of Cerne Granite – Interpretation of Discordant U-Pb Zircon Age (Apiaí Folded Belt, Southeast Brazil). In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.537-539.
- CURY, L. F.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M. A. S.; PRAZERES FILHO, H. J. 2003b. Geocronologia do Granito do Cerne – Implicações Tectônicas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Leste do Estado do Paraná). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, v.1, p.50.
- DAITX, E.C. 1980. Prospecto de Cu, Pb e Zn nas faixas carbonáticas Furnas/Lajeado, SP e PR. São Paulo, CPRM, 27p., (relatório interno).
- DAITX, E.C.; TEIXEIRA, W; ZANARDO, A. 1990. Geologia e geocronologia do metagabro Apiaí, Vale do Ribeira, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Boletim de Resumos, 341.
- DAITX, E.C.; BETTENCOURT, J S; ZANARDO, A. 1992. Metatufos traquíticos na área da Mina Perau (Vale do Ribeira, PR): significado geológico e importância na gênese dos corpos sulfetados (Pb-Zn-Cu-Ag-Ba). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos-Simpósios, 255.
- DAITX, E. C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira,PR). Tese de Doutorado. IGCE-UNESP, Rio Claro, 435pp.
- DAMASCENO, E.C.; BITTENCOURT, J.S.1968. Idades relativas da mineralização de chumbo de Pannels e de Itapirapuã. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Resumo de Comunicações, 37
- DERBY, O. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná, Brasil. Arch. Musc. Nac., Rio de Janeiro, 3:86-89
- DIAS, M.V.; SALAZAR, O. 1987. Geologia da Sequência Antinha – Grupo Açungui, PR. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas, 1:263-280
- DNPM Departamento Nacional da Produção Mineral. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000. Curitiba: DNPM/MINEROPAR
- EBERT, H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do “Grupo Setuva” no Estado do Paraná: com sugestões à tectônica geral do “Geossinclíneo Açungui”. In.: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, Anais, 1:131-146

- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da Mina do Perau, Vale do Ribeira-PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, 2318-2331
- FAIRCHILD, T.R. 1977. Conophyton other columnar stromatolites from upper Pre-Cambrian Açungui Grupo Near Itapeva, SP, Brasil. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, Atas, 1:179-198
- FASSBINDER, E. 1990. Análise Estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo. 165 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 589p.
- FIORI, A. P. 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. 3º Simp. Nac. de Estudos Tect. Rio Claro, SP
- FIORI, A. P. 1994. Evolução Geológica da Bacia Açungui. Bol. Paranaense de Geociências, n.42, p. 7-27, 1994. Ed. da UFPR.
- FIORI, A. P.; GASPAR, L. A. – 1993 – Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil, Bol.IG-USP, Sér. Cient., 24: 1-19.
- FIORI, A.P. 1990. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba. São Paulo. 261 p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FIORI, A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. Boletim IG-USP, Série Científica, 23:55-74
- 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. Curitiba, 1987. 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. Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v. 1., p. 281-301.
- 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. Curitiba, 1987. 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. Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v. 2., p. 773-787.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ALMEIDA, M.A.; COUTINHO, J.M.V. 1990. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. Boletim IG-USP, Série Científica, 21:73-92.
- FRASCÁ, M. H. B. O.; CAMPANHA, G. A. C.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SADOWSKI, G. R. -1996. Geoquímica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. Bol. IG-USP, Publ. Especial, 18: 129-131, 1996.
- FRASCÁ, M. H. B. O.; CAMPANHA, G. A. C.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SADOWSKI, G. R. - 1997 Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 27 (1): 41-48.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; COUTINHO, J.M.V. 1998. Geoquímica de rochas carbonáticas pré-cambrianas dos Grupos Açungui e São Roque, SP. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 469
- FRITZONS Jr, O.; BIONDI, J.C. 1983. Relatório, compilação e síntese sobre as rochas graníticas do Paraná. Curitiba, Gerência de Integração e Avaliação Regional da MINEROPAR S/A
- FRITZONS Jr., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais, 3:991-1001
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, 23-25:183-221

- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1969. Mapa geológico preliminar do Litoral, da Serra do Mar e Primeiro Planalto no Estado do Paraná. Bol. Paranaense de Geociências, 27:123-152
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. 1971. Geologia do leste Paranaense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Rio de Janeiro, Anais, 5:121-130
- 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.
- GIMENEZ FILHO, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí – SP. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 118p.
- GUIMARÃES, G.B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, PR: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado-IGc-USP, 230p.
- HACKSPACHER, P. C.; Dantas, E. L.; Spoladore, A.; Fetter, A. H.; Oliveira, M. A. F. – 2000 – Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque – Açungui Groups. Revista Brasileira de Geociências 30 (1): 110-114.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; VAN SCHUMUS, W.R.; FETTER, A. 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, 1:69-71
- HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O. 2001. First Evidence of Expressive Neoproterozoic Intraplated Mafic Rocks and Magma Mixing in Post-Collisional A-PA Type Granites, Southern Brazil: Geochemistry And U-Pb (Zircon), Nd-Sr-O (Zircon) Isotope Investigations. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón – Chile, v.CD.
- HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O. 2002. From Subduction to Late and Post-Collision Settings: A Record from Neoproterozoic Successive Magmatism in the Upper Rio Negro Region. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.310.

- HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; CAMPOS NETO, M. C.; PRAZERES FILHO, H. J. 2003. Dating of High Grade Metamorphism by U-Pb, Sm-Nd and K-Ar Isotopic Systems: Paleoproterozoic I-Type Granulites from the Northern Border of the Luís Alves Gneiss-Granulite Terrane, Southern Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.568-571.
- HASUI, Y. 1975. Evolução polifásica do pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. Boletim IGc-USP, 6:95-108.
- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. IPT, Relatório Interno (inédito). 67 p.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5: 257-266
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O "Granito Três Córregos" revisado e o Maciço Catas Altas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 7:3023-3031
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984a. Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 5:2380-2393
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v. 8:523-548.
- JICA/MMAJ. 1981. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase I. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan. Relatório CPRM/DNPM, mapas, 79pp.
- JICA/MMAJ. 1982. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase II. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan. Relatório CPRM/DNPM, 119pp.
- JICA/MMAJ. 1983. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase I. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan. Relatório CPRM/DNPM, mapas, 111pp.
- JULIANI, C.; HACKPACHER, P.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. 2000 – The Mesoproterozoic Volcano-Sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, BR: Implications for the age of the overlying São Roque Group. *Rev. Bras. Geoc.* 30(1): 82-86.
- KAULFUSS, G.A.; SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K.; REIS NETO, J. M. 2000. Setuva Antiform: An Exposed 2.1 Ga Basement of Capiru Formation. In: 31

- international Geological Congress, Scientific Exhibits - Geoexpo., Rio de Janeiro – Brazil, v.CD.
- KAULFUSS, G.A. – 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, São Paulo, 115p
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I. K.; SATO, K.; SONOKI, H. M. 1990. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. *Bol. IGc-USP, Ser. Cient.*, 21: 53-72.
- KROGH, T. E. 1973. A low-contamination method for hidrothermal decomposition on zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochem. et Chosm. Acta.*, 37(3): 485-494.
- KROGH, T. E. 1982a. Improved Accuracy of U/Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochem. et Chosm. Acta.*, 46(4): 631-636.
- KROGH, T. E. 1982b. Improved Accuracy of U/Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochem. et Chosm. Acta.*, 46(4): 637-649.
- LEAKE, B. E. 1964. The Chemical Distintion Between Ortho- and Para-amphibolites. *J. Petrol.*, 5(2):238-254.
- LEAL, L.R.B. – 1992. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônica dos enxamens de diques máficos de Uauá e vale do Rio Curaca, Bahia. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, São Paulo.
- LEONARDOS, O. H. 1934. Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP. Rio de Janeiro, DNPM, (Relatório 564)
- LOPES, J.A.U. 1966. Nota explicativa da Folha Geológica de Curitiba. Boletim UFPR, Inst. Geol., 20
- 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 extinct ^{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 Noticias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, v. 2, p. 63-154, Curitiba, PR.

- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecn., 2:63-154
- MAACK, R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:750.000. Curitiba : Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas
- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S; SIGA JUNIOR, O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico superior na Microplaca Curitiba. Geochemica Brasiliensis, 7:113-129
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. 1994. Aspectos petrológicos dos corpos anfibolíticos das regiões de Adrianópolis , Campo largo e Rio Branco do Sul/PR. 38º Congr. Bras. Geol. Camboriú/SC, v.3, 11-12.
- MANIESI, V.; Oliveira, M. A. F. – 1996. Quimismo mineral e metamorfismo de anfibólitos e sua relação com feições texturais nos corpos anfibolíticos de Adrianópolis e Campo largo/PR. Congr. Bras. Geol., 39, v. , 138-140, Salvador-BA.
- MANIESI, V. 1997. Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/PR. Rio Claro. 215p. (Tese de Doutorado, IGCE-Cp. de Rio Claro-UNESP).
- MANIESI, W.; OLIVEIRA, M.A.F. 1998. Anfibolitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 456.
- MANIESI, V.; Oliveira, M. A. F. – 1999. Quimismo mineral e metamorfismo dos anfibolitos de Adrianópolis, Rio Branco do Sul (Grupo Açungui) e Campo Largo (Grupo Setuva), Paraná. Anais do V Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa & VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro – Bahia –1999, pág. 541-543.
- MARINI, O.J. 1970. Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, Tese Doutorado, 190p.
- 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.
- MCDougall, I.; HARRISON, T. M. 1988. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, New York, 221p.

- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. 1973. Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:97-123
- MELLO, I.S.C. 1995. Geologia e Estudo Metalogenético do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 168p.
- MINEROPAR. 1986. Mapa Geológico da área do escudo do Paraná. Curitiba, MINEROPAR, escala 1:250.000.
- MINEROPAR. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000. Curitiba, convênio DNPM/Secretaria de Ciência Tecnologia e Desenvolvimento Econômico do Estado do Paraná
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 24(4):321-355.
- MMAJ/JICA. 1983. Report on Geological Survey of Anta Gorda: Phase III. Convênio DNPM/Metal Minig Agency of Japan
- MURATORI, A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. *Boletim Paranaense de Geociências*, 21:1-28
- NOGUEIRA, S.A.A. 1990. Estudo das mineralizações filoneanas auríferas do depósito de Piririca, Vale do Ribeira, SP. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 92p.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Min. da Agr. Serv. Didático, 2:782p.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. Geologia dos recursos minerais do estado do Paraná. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min., 172p., (Monografia 6)
- PAIVA, I.P.; ALGARTE, J.P.; COLANERI, S.; LOPES Jr.; I.; RODRIGUES, J.C.; SÁ, L.C.M. 1977. Projeto Leste do Paraná; Folha Apiaí (SG22-X-B-IV). Brasil, São Paulo, DNPM/BADEP/IGUFP/CPRM, (relatório final).
- PASSARELLI, C. R.; CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; SIGA JÚNIOR, O.; PRAZERES FILHO, H. J. 2002. Compartimentação Tectônica da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.327.

- PASSARELLI, C. R.; PRAZERES FILHO, H. J.; SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S. 2003a. Domínios Tectônicos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, v.1, p.41.
- PASSARELLI, C. R.; PRAZERES FILHO, H. J.; SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C. 2003b. Geochronology and Isotope Geology of the Precambrian Terranes of Southeastern São Paulo State, Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.635-638.
- PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C.; SIGA JÚNIOR, O.; PRAZERES FILHO, H. J. 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. In: Rev. Geologia IGc – USP – Série Científica. São Paulo – Brasil: v.4, n.1, p.55-74.
- PIEKARZ, G. F. 1981. Avaliação de alvos na Faixa Perau. Curitiba, MINEROPAR, 2v., mapa geol. esc. 1:25.000
- PIEKARZ, G. F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In.: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 1:148-154
- PIEKARZ, G. F. 1982. Reconhecimento geológico na região da anticlinal do Setuva/setor ultrametamorfitos: tabelas, resultados de análises químicas de rochas, mapas geológicos, mapa de pontos, mapa de controle legal, microfotos. Curitiba : MINEROPAR, 1982, 11 p., mapa geol. esc. 1:50.000
- PIRES, F.A. 1991. Faciologia e análise paleoambiental da seqüência deposicional Furnas Lajeado (Grupo Açungui) de idade Proterozóica. Revista Brasileira de Geociências, 21:355-362
- PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982, Anais, 3:1002-1016.
- PRAZERES FILHO, H. J.; GUIMARÃES, G. B.; BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J. M.; CAMPANHA, G. A. C.; SALLUN FILHO, W. 1998. Mapa Geológico 1:50.000 da porção centro-sul da Faixa Itaiacoca, PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 36

- PRAZERES FILHO, H.J. 2000. Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado - IGc-USP, 180p.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; 2000. U-Pb Geochronology and Sm-Nd and Pb-Pb Isotopic Studies of Cunhaporanga and Três Córregos Granitoid Complex – Paraná State, Southern Brazil. In: 31 international Geological Congress, Scientific Exhibits - Geoexpo., Rio de Janeiro – Brazil, v.CD.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; HARARA, O. M.; PASSARELLI, C. R.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; REIS NETO, J. M. 2001. The Alto Ribeira Magmatic Arc (Paraná State – Southern Brazil): Geochemical and Isotopic Evidences of Magmatic Focus Migration and its Tectonic Implications. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón – Chile, v.CD.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; HARARA, O. M.; SIGA Jr., O.; PASSARELLI, C. R. 2002. Geoquímica e Geologia Isotópica das Rochas Graníticas do Arco Magmático Alto Ribeira no Estado do Paraná. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.330.
- PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O. M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C. R.; SIGA Jr., O. 2003a. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr – Nd – Pb) das Rochas Graníticas do Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. In: Rev. Geologia IGc – USP – Série Científica. São Paulo – Brasil: v.3, p.51-70.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.; SIGA Jr., O.; CURY, L. F. 2003b. O Magmatismo Granítico Pós-Orogênico da Faixa de Dobramentos Apiaí: Contrastes Geocronológicos, Petrológicos e Geotectônicos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, v.1, p.47.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.; SIGA Jr., O. 2003c. U-Pb (Zircon) Ages of Post-Orogenetic Granitic Magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, Southern Brazil): Petrological and Geotectonic Significance. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.656-659.
- RAGUIN, E. 1957. Geologie du granite. 2 ed. Rans, Ed. Mason, 275p.

- REIS NETO, J.M. 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. Int. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 253p.
- REIS NETO, J.M.; PINHEIRO Jr., V.; ROSTIROLLA, S.P.; SOARES, P.C. 1998. Integração e reavaliação de dados litológicos, estruturais e litoquímicos nas Folhas de Curitiba, Cerro Azul e Apiaí, PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 35
- RONCHI, L.H.; TOURAY, J.C.; MICHARD, A.; DARDENE, M.A. 1993. The Ribeira fluorite district, southern Brazil. Geological and Geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics. Mineral Deposita, 28:240-252
- SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNICK, E. 1993. Características estruturais e evolução tectônica do Núcleo Betara a norte de Curitiba (PR). Bol. Paranaense de Geociências, 41: 91-127.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. Acad. Bras. Cienc. 67(3):315-336.
- SATO, K.; SIGA JÚNIOR, O. 2001. Rapid Growth of Continental Crust Between 2.2 to 1.8 Ga in the South American Platform. Integrated Australian, European, North American and SW USA Crustal Evolution Study. Gondwana Research. Índia: v.5, n.1, p.165-173.
- SATO, K.; SIGA JÚNIOR, O.; NUTMAN, A. P.; BASEI, M. A. S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. A. 2002. Complexo Atuba: Terrenos Policíclicos com Heranças Arqueanas. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.526.
- SATO, K.; SIGA JÚNIOR, O.; NUTMAN, A. P.; BASEI, M. A. S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. A. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. Gondwana Research, Japão: v.6, n.2, p.251-263.
- SCHÖLL, W.U. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, Curitiba, Atas, 1:170-184
- SIEVICZ, A.; Vasconcellos, E. M. G. – 1998 – Petrologia e Geoquímica das rochas anfibolíticas da região de Tunas do Paraná – PR. Congr. Bras. Geol., 40, p.488, Anais, Belo Horizonte-MG.

- SIGA JR., O. 1995. Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal. São Paulo. 212 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. Boletim IG-USP, Série Científica, 26: 69-98.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A. 1996. O complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:121-123
- SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; WEBER, W.; SATO, K.; REIS NETO, J. M.; PRAZERES FILHO, H. J. 2001. The Itaiacoca Group: U-Pb (Zircon) Records of a Neoproterozoic Basin. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón – Chile, v.CD.
- SIGA JR., O.; WEBER, W.; BASEI, M. A. S.; SATO, K.; REIS NETO, J. M. 2002. O Grupo Itaiacoca: Registro U-Pb (zircões) de uma Bacia Neoproterozóica. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.510.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H. J.; CURY, L. F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J.M. 2003a. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. In: Rev. Geologia IGc – USP – Série Científica. São Paulo – Brasil: v.3, p.39-50.
- SIGA JR., O.; KAULFUSS, G. A.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELOS, P. M.; HARARA, O. M.; CURY, L. F. 2003b. The Geochronology of the Setuva Nucleus: Polycyclic Terrains Exposed to Upper Crustal Levels During the Neoproterozoic. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.683-686.
- SILVA, A. T. S. F.; ALGARTE, J. P. 1981. Contribuição à geologia da seqüência Turvo-Cajati entre rio Pardo e Pariquera-Açu (SP), I - Litologia e petrografia. In.: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 109-120
- SILVA, A. T. S. F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M.; BATOLLA Jr., F. 1981. Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: relatório final. São Paulo, DNPM/CPRM, v.1-5

- SILVA, C.R.; TAKAHASHI, A.T.; CHIODI FILHO, C.; BATOLLA, F. 1982. Geologia e mineralização da região do Perau - Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais, 3:1024-1036
- SILVA, M. J.; VASCONCELLOS, E. M. G. – 1999. Estudo Geoquímico das rochas metabásicas da aixa de dobramentos Apiaí. Anais do V Congresso de Geoquímica dos países de língua portuguesa & VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro – Bahia –1999, pág. 592-595.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, C.V.S.; YAMATO, A.A.; PEDREIRA, A.J. 1998b. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 40
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELOS, C.V.S.; YAMATO, A.A. 1998a. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 10
- SOARES, P.C. 1987. Seqüências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 1:245-258
- SOARES, P.C.; FIORI, A. P.; ROSTIROLLA, S. P. – 2000. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. Revista Brasileira de Geociências 30 (1): 130-134.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; ROSTIROLLA, S.P. 1998. Organização estratigráfica e estrutural dos terrenos alóctones no Cinturão Ribeira, no Vale do Ribeira (PR-SP). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 41
- SOARES, P.C.; ROSTIROLLA, S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirinópolis, Anais, 65-68
- SOUZA, A. P. 1990. Mapa geológico na esc.: 1:50.000 e esboço de evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde (SP)-(PR). Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 200p.
- SPOLADORE, A. 1993. Caracterização da história deformacional das rochas proterozóicas da região de Bromado, Paraná. Tese de Doutorado. IGCE-UNESP. Rio Claro, SP, 157p.

- 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 no Vale do Ribeira, área de Ribeirão do Perau. São Paulo, Convênio DNPM/CPRM
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A. 1984. Projeto Guapiara; relatório final. São Paulo, Contrato CPRM/Pró-Minério.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. 1990. Aplicação de isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira – São Paulo e Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, 3:1254-1266
- TASSINARI, C.C.G.; MELLO, I.S.C. 1994. A idade e a origem das mineralizações do granitóide de Itaoca. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Resumos expandidos, 1:304-305
- TEIXEIRA, W. 1982. Folhas Assunción, Curitiba e Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAM-Brasil, DNPM/MME, 38 p., (relatório interno)
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma seqüência metavulcanossedimentar em Abapã (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, 1:169-186
- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K. 2002. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba – SP: Registro de uma Bacia Mesoproterozóica. In: 41 Congr. Bras. de Geol., João Pessoa – PB, v.1, p.346.
- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; PASSARELLI, C. R.; REIS NETO, J. M.; BASEI, M. A. S.; 2003a. Idades U-Pb (zircão) Mesoproterozóicas em Rochas Metabásicas da Formação Água Clara (região de Araçáiba – SP). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro – SP, v.1, p.40.
- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M. 2003b. Idades U-Pb (zircões) em Rochas Metabásicas da Formação Água Clara nos Arredores de Araçáiba – SP): Dados Preliminares. In: III Workshop Científico de Pós-Graduação do IGc-USP, v.1, p.44.

- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M. 2003c. U-Pb (Zircon) Ages of Metabasic Rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba Region – São Paulo – Brazil: Preliminary Data. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador – BA – Brazil, v.2, p.706-709.
- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J. M.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba – SP: Registro U-Pb de uma Bacia Mesoproterozóica. In: Rev. Geologia IGc – USP – Série Científica. São Paulo – Brasil: v.4, n.1, p.101-110.
- WERNICK, E. 1997. Idade da tectônica de colocação do magmatismo granitóide Brasileiro do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais, SE-Brasil. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, 1:104-106
- WERNICK, E. 1998a. Estágios de magmatismo granitóide no Cinturão Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 22
- WERNICK, E. 1998b. Feições do magmatismo granitóide no Cinturão Transpressivo Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 28
- WERNICK, E. 1998c. Sistema Magmático Pluriserial 590: caracterização e implicações geodinâmicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 46
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; MASSONI, F. 1998b. As séries álcali-cálcicas do sistema magmático pluriserial 590 do Cinturão Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 498
- WERNICK, E.; MENEZES, A.C.; ZACHARIAS, A.A. 1998a. Rochas alcalinas do sistema magmático pluriserial 590 do Cinturão Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 493
- WETHWRILL, G. W. 1956. Discordant uranium lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37:320-326.
- WILLIAMSON, J. H. 1968. Least squares fitting of a straight line. Dep. of Physics, Univ. of British-Columbia, Vancouver 8, British Columbia.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v. 20:325-343.

WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Ed Edgard Blücher Ltda. São Paulo – SP. 254p

A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica

Werner Weber¹ (wweber@ufpr.br), Oswaldo Siga Júnior², Kei Sato³, José Manoel dos Reis Neto¹,
Miguel Angelo Stipp Basei², Allen P. Nutman⁴

¹Departamento de Geologia - Setor de Ciências da Terra - UFPR
Caixa Postal 19.001, CEP 81531-990, Curitiba, PR, BRA

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

³Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BRA

⁴Research School of Earth Sciences - Australian National University, Canberra, AUS

Palavras-chave: Araçáiba, Formação Água Clara, metabásica, Mesoproterozóico, U-Pb.

RESUMO

O objetivo deste trabalho fundamenta-se no estudo isotópico dos corpos metabásicos associados à Formação Água Clara e as suas relações com as encaixantes. A Formação Água Clara é constituída predominantemente por uma sequência de rochas carbonáticas (mármore puros a impuros). Rochas cálcio-silicáticas, cálcio xistos, mica xistos, anfibólio xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, metabasitos, anfibolitos e cornubianitos. As rochas metabásicas estudadas normalmente têm dimensões longitudinais expressivas chegando a quilométricas, com dimensões transversais de até centenas de metros. São de coloração cinza – esverdeada, apresentam granulometria fina a média e textura normalmente nematoblástica. Ocorrem termos mais isotrópicos que exibem textura granoblástica. São compostos por piroxênios (diopsídio ou augita), anfibólios (actinolita e hornblenda) e plagioclásios (andesina/oligoclásio). Os acessórios mais comuns são apatita, magnetita, epidoto, titanita e raramente zircão. Em lâmina observa-se texturas ofíticas e subofíticas preservadas o que indica uma provável origem ígnea para esses corpos. Os dados geoquímicos sugerem composições semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias mesoceânicas (E-MORB) com tendências a basaltos de ilhas oceânicas (OIB). As características de basaltos toleíticos, subalcalinos semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias mesoceânicas com tendência a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), permitem sugerir como ambiente geotectônico gerador deste magmatismo básico, ambientes distensivos ou em bacias de retroarco. Os dados analíticos U-Pb (convencional, EMF e SHRIMP) obtidos para os litotipos metabásicos indicam épocas de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessas rochas durante o mesoproterozóico, com idades do intervalo 1590 – 1470 Ma. Os valores neoproterozóicos obtidos (~600 Ma) provavelmente referem-se a processos de recristalização e neoformação de zircões nas rochas metabásicas, colocação de rochas de natureza granítica e resfriamento regional da Formação Água Clara.

Keywords: Água Clara Formations, Araçáiba, metabasic rocks, Mesoproterozoic, U-Pb.

ABSTRACT

The main objective of this work is to present U-Pb isotopic data obtained from zircons of metabasic rocks and subordinate acid and associated rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region – São Paulo. The Água Clara Formation is predominantly constituted by a sequence of carbonate rocks (pure to impure marbles), calc-silicate rocks, calc schists, mica schists, amphibole schists, quartzites, garnet-chlorite-biotite schists, metacherts, basic and intermediate metatuffs, metabasites, amphibolites and cornubianites. The metabasic bodies are usually a few km long with widths of hundreds of m. They are greenish gray, fine- to medium-grained, and usually present nematoblastic texture. More isotropic terms also occur, showing granoblastic texture. They are composed of pyroxenes (diopside or augite), amphiboles (actinolite and hornblende), and plagioclases (andesine/oligoclase). The most common accessories are apatite, magnetite, epidote, titanite, and rare zircon. In thin section, preserved ophitic and subophitic textures are observed, indicating a probable igneous origin. The geochemical data suggest compositions similar to enriched midoceanic ridge basalts (E-MORB) tending to oceanic island basalts (OIB). The subalkaline, tholeiitic characteristics, similar to E-MOR basalts tending to OI basalts, suggest distension or back-arc

environments as the geotectonic settings for the basic magmatism. The geochronologic and geochemical characteristics and structural patterns described for the Água Clara Formation metabasic lithotypes (probably sills and/or dikes) suggest that periodic volcanism with associated sedimentation occurred during the Mesoproterozoic at about 1500 Ma. This event represents an important marker in the volcano-sedimentary evolution of the Apiaí Domain. The Neoproterozoic values obtained refer to zircon recrystallization, to neoformation processes which affected the metabasites and amphibolites, to the emplacement of granitic and acid volcanic rocks, and to regional cooling of the Água Clara Formation.

INTRODUÇÃO

O estabelecimento de uma cronologia nos terrenos pré-cambrianos, do Leste Paranaense e Sudeste de São Paulo tem se mostrado problemático, função principalmente da dificuldade na obtenção de dados geocronológicos precisos em seqüências metavulcano-sedimentares de baixo a médio grau metamórfico. Idades relacionadas à deposição e metamorfismo destas seqüências metavulcano-sedimentares representam uma importante contribuição ao quadro geológico deste setor.

O estudo isotópico U-Pb em zircões dos litotipos metabásicos intercalados às seqüências metassedimentares, constitui uma importante ferramenta no posicionamento estratigráfico dessas unidades pré-cambrianas.

Este trabalho tem como principal objetivo apresentar dados isotópicos U-Pb em zircões de rochas metabásicas, e subordinadamente ácidas e associadas à Formação Água Clara que afloram próximos a Araçáiba no estado de São Paulo, pela existência de boas exposições dessas rochas (Figura 1). Estes corpos metabásicos ocorrem intercalados a metacalcarenitos, metacalcários micríticos, metassiltitos, calcoxistos, quartzitos que se mostram intrudidos por granitos quartzo-feldspáticos deformados.

TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos do pré-cambriano paranaense e sudeste paulista foram motivados desde cedo devido aos importantes jazimentos minerais encontrados na região. Os trabalhos realizados durante a segunda metade do século XIX até meados da década de 50, envolveram principalmente o reconhecimento geológico destes terrenos.

A primeira tentativa em situar a Formação Água Clara numa coluna estratigráfica foi efetuada por Marini *et al.* (1967) que na mesma oportunidade redenominaram a Série Açungui para Grupo Açungui. Os autores verificaram que as litologias desta unidade repousam em aparente discordância sobre a formação Votuverava, a partir de relações estruturais. Desta forma os autores posicionaram as litologias desta unidade no topo do Grupo Açungui.

Fuck *et al.* (1971) reforçam as correlações entre as formações Capiru e Itaiacoca, colocando-as lado a lado; mantém a Formação Água Clara no topo do Grupo Açungui e

considerando como embasamento a Formação Setuva.

Veiga e Salomão (1980) e Piekarz (1981) descreveram a Formação São Sebastião e a seqüência Perau, respectivamente, com características litológicas, estruturais e metamórficas, semelhantes àquelas observadas na Formação Água Clara por Pontes (1981, 1982).

Fritzsos *et al.* (1982) retiram a Formação Água Clara da base do Grupo Açungui situando-a no topo do Grupo Setuva sem, contudo, esclarecer os critérios utilizados para tal modificação e atribuindo idade Mesoproterozóica para a mesma.

Pontes (1981, 1982) posiciona a Formação Água Clara na base do Grupo Açungui ao identificar metassedimentos típicos de águas profundas, com metamorfismo xisto verde alto início do grau médio, a ocorrência de dobras isoclinais quase sempre rompidas, interpretado como incremento na intensidade de deformação e metamorfismo em relação às Formações Capirú e Votuverava. Estas características levaram o autor a sugerir para a Formação Água Clara, deposição em ciclo tectônico anterior, provavelmente do Proterozóico médio.

Os principais estudos relacionados aos terrenos metavulcano-sedimentares do Grupo Açungui, envolvendo mapeamento geológico, análises faciológicas e estruturais e modelamento tectônico, referem-se a Fiori e colaboradores (que publicaram mais de uma dezena de trabalhos na década de 80, sintetizados e revisados em Fiori, (1990, 1992), Fiori e Gaspar (1993) e aos trabalhos desenvolvidos por Campanha *et al.* (1987) e Soares (1987).

Almeida (1989) e Almeida *et al.* (1986), descrevem na região de Araçáiba – SP, rochas carbonáticas constituídas por cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, mármore impuros, metabasitos e quartzitos, que sofreram três fases deformacionais. Almeida (1989) considera o Proterozóico inferior como idade de deposição da referida formação.

Também na região de Araçáiba – SP, Frasca *et al.* (1990) sugerem três tipos de magmatismo básico durante períodos tectônicos; um de natureza toleítica de estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento; o segundo, basaltos shoshoníticos de margem continental ativa (estágio final de fechamento da bacia) e o terceiro um magmatismo básico toleítico de natureza continental.

A existência de diversas e distintas colunas estratigráficas desses terrenos metavulcano-sedimentares caracteriza a dificuldade no posicionamento das unidades

ZCI - Zona de cisalhamento Itapirapuã
ZCMA - Zona de cisalhamento Morro Agudo
ZCQO - Zona de cisalhamento Quarenta Oitava
ZCR - Zona de cisalhamento Ribeira
ZCLC - Zona de cisalhamento Lancinha Cubatão

Figura 1. Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas, sudeste brasileiro. 1. Cobertura quaternária. 2. Bacia do Paraná. 3. Bacias de Ante-País (Grupo Castro (NW) e Grupo Camarinha (SW)). 4. Sienito Tunas. 5. Complexo batolítico costeiro. 6. Granitóides sin- a pós-colisionais. 7. Batólito Cunhaporanga. 8. Batólito Três Córregos e corpos graníticos associados. 9. Formação Votuverava. 10. Formação Água Clara. 11. Grupo Itaiacoca. 12. Seqüências Lajeado e Antinha. 13. Formação Capirú. 14. Seqüências Perau e Betara. 15. Granitóides alcalinos deformados e granitóides cálcio-alcalinos deformados. 16. Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba.

geológicas em termos estratigráficos e tectônicos. O trabalho de Fassbinder (1996), mostra a existência de cerca de 40 colunas geológicas sugeridas (notadamente para o Grupo Açungui), várias das quais bastante discrepantes, e posiciona a Formação Água Clara na base do Grupo Açungui, em função do metamorfismo e deformação mais intenso que as demais formações (Votuverava, Capirú/Itaiacoca).

Os inúmeros trabalhos setorializados no âmbito do Grupo Açungui, contribuíram não só para a proliferação da nomenclatura, como também do variado empilhamento estratigráfico. No âmbito regional, merecem destaque os trabalhos de Hasui (1986), Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Fiori (1990, 1992), Fiori e Gaspar (1993), Spoladore (1993), Reis Neto (1994), Soares e Rostirolla (1997), Hackspacher *et al.* (1997, 2000), Wernick (1997) e Campanha e Sadowski (1999), que abordam de modo integrado estudos relacionados a ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo (incluindo plutonismo e vulcanismo), caracterização estrutural, geofísica, geocronológica, compartimentação tectônica, entre outros.

Reis Neto (1994) apresenta idades isocrônicas Pb-Pb e Rb-Sr de metavulcânicas (~1250 Ma), de mármore (~1120 Ma) e metadoleritos (~1080 Ma) do Grupo Itaiacoca e para rochas anfíbolíticas (~1080 Ma) da Formação Água Clara. Interpreta tais valores como relacionados à época de sedimentação/vulcanismo associado à formação dessas duas bacias.

Maniesi (1997) apresenta idades K-Ar em concentrado de anfíbólio de rochas anfíbolíticas de Adrianópolis – PR (675 ± 21 Ma) e de plagioclásios de metabásicas da mesma região (1456 ± 25 Ma), neste caso em cristais admitidos pelo autor como preservados do metamorfismo. Apresenta ainda um valor K-Ar em anfíbólio de 881 ± 46 Ma, obtido em anfíbolitos da região de Campo Largo.

Estudos utilizando-se de isótopos estáveis (O^{18}) realizados por Fassbinder (1996), sugerem para a Formação Água Clara idades mais jovens que 1,3 Ga, para a Formação Votuverava idades próximas a 0,9 Ga e para a Formação Capirú/Itaiacoca idades mais antigas que 0,7 Ga.

GEOLOGIA DA ÁREA

As seqüências metavulcano-sedimentares pertencentes à Formação Água Clara, distribui-se em dois compartimentos principais, o primeiro no sudeste Paranaense e o segundo no sul-sudeste de São Paulo. O primeiro compartimento localiza-se nas proximidades de Rio Branco do Sul, onde as rochas da Formação Água Clara encontram-se balizadas a NNW pelo batólito Granítico Três Córregos, que se mostra intrusivo nas seqüências metavulco-sedimentares. A SSE o limite é tectônico, balizado pela zona de cisalhamento Mor-

ro Agudo. No segundo compartimento essas rochas distribuem-se a NNE da localidade de Apiaí/Araçaíba, sendo limitado a SSE através de zona de cisalhamento com as seqüências pertencentes ao Subgrupo Lajeado e correlatos. A NNW é balizada pelo Batólito Granítico Três Córregos.

A Formação Água Clara é constituída predominantemente por uma seqüência carbonática impura. Inclui mármore puros a impuros, calciossilicatadas, cálcio xistos, mica xistos, anfíbólio xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, metabasitos, anfíbolitos e cornubianitos. Trata-se de litotipos sugestivos de ambiente plataformais relativamente profundo. Os corpos de rochas anfíbolíticas e metabásicas que ocorrem em meio às seqüências metavulcano-sedimentares apresentam, de um modo geral, expressivas dimensões longitudinais quando comparadas às dimensões laterais, estas normalmente decamétricas.

As relações de contato dos litotipos metabásicos dificilmente são observadas e, quando presentes, mostram contatos concordantes e bruscos com a estruturação das rochas encaixantes. Constituem corpos que se mostram, por vezes, totalmente anfíbolitizados (anfíbolitos) e por outros, pouco modificados pelo metamorfismo (metabásicas), coerentes com o padrão metamórfico das seqüências metassedimentares encaixantes. Apresentam-se normalmente intemperizadas, adquirindo cor verde escura a cinza esverdeada e granulação fina a fina-média, raramente grossa. Os termos anfíbolíticos apresentam texturas granoblásticas a granonematoblásticas, predominando em termos mineralógicos o anfíbólio (hornblenda – actinolita), geralmente alterado para biotita e/ou clorita, o plagioclásio (albita-oligoclásio), normalmente saussuritizado, e em maior ou menor proporção, quartzo, biotita, clorita, sericita, granada, diopsídio, titanita, opacos, epidoto e carbonato. Os termos metabásicos normalmente apresentam características ígneas reliquias, como por exemplo, texturas ofíticas a subofíticas, e mineralogia composta por clinopiroxênios, plagioclásio cálcico, geralmente oligoclásio-andesina podendo ocorrer labradorita, hornblenda, quartzo, sericita, carbonato, apatita, titanita, epidoto e opacos.

O grau metamorfismo nessas rochas chegou a facies anfíbolito. A paragênese que melhor caracteriza o grau metamórfico que atuou sobre as rochas metabásicas pode ser sumarizado pela seguinte reação: hornblenda + plagioclásio (oligoclásio/andesina – em alguns casos labradorita) + diopsídio + titanita que indica grau facies anfíbolito (Winkler, 1977). Processos de retrometamorfismo podem ser caracterizados através da saussuritização em plagioclásios e alterações em anfíbólios e piroxênios formando epidoto, clorita e actinolita. Este retrometamorfismo não deve ter ultrapassado a facies xisto verde. Sobreposto a esse metamorfismo ocorre metamorfismo de contato originado pela

colocação de corpos granitóides do Complexo Três Córregos gerando cornubianitos e hornfels.

Pode-se citar ainda um evento retrometamórfico, evidenciado pela saussuritização de feldspatos, epidotização de actinolita e cloritização de hornblendas. Este evento de retrometamorfismo não chegou a ultrapassar as condições da facies xisto verde.

O padrão estrutural observado na região é uma foliação (Sc) de baixo ângulo, paralela à subparalela ao bandamento composicional das rochas cálcio-silicáticas. A questão é se esta foliação representa uma superfície Sn ou Sn+1, em função da existência de dobras centimétricas fechadas a isoclinais em bainha desenhadas pelo Sn (?) com flancos rompidos. Esta superfície mostra-se afetada por uma foliação de cisalhamento rúptil-dúctil heterogeneamente desenvolvida de baixo a médio ângulo, que muitas vezes confunde-se com a anterior. Deformações posteriores são responsáveis por dobramentos mais abertos, com eixos normalmente subhorizontais (NE-SW) e seus planos axiais subverticalizados. Sistemas transcorrentes são responsáveis por uma foliação Sc de alto ângulo, que oblitera completamente as feições anteriores. Tal padrão mostra-se de um modo geral, muito similar ao observado por Almeida (1986) e Fiori (1990).

Estudos litogeoquímicos realizados nas rochas metabásicas pertencentes à Formação Água Clara, sugerem para estas rochas, origem ortoderivada de natureza toleítica subalcalina, representando basaltos de fundo oceânico transicionais (T-MORB) ou basaltos de arco de ilha (OIB) Weber *et al.* (2002) fato este já levantado por Frascá *et al.* (1990, 1997), Maniese (1997) e Maniese e Oliveira (1999).

ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

O estudo geocronológico U-Pb (zircões) envolveu rochas metabásicas da região de Araçáiba - SP intercaladas nas seqüências metavulcano-sedimentares da Formação Água Clara (Figura 1).

Os litotipos metabásicos analisados apresentam geralmente granulação fina a média, e se mostram em campo incipientemente deformadas, com padrão estrutural similar ao observado nas seqüências metassedimentares encaixantes. Ao microscópio a superfície principal (Sn) é caracterizada pela orientação de cristais de anfibólio e plagioclásios.

Os zircões de rocha metabásicas nem sempre têm a forma característica: prismático, alongado e biterminado, mas na maioria dos casos são mal formados, às vezes não tendo uma forma definida.

As análises isotópicas U-Pb foram realizadas no CPGeo - USP (método convencional e evaporação de monocristal em filamento EMF) e nos laboratórios da Austrália (SHRIMP)

através da cooperação científica com o Dr. Allen P. Nutman, neste caso, envolvendo estudos de catodoluminescência.

O estudo isotópico U-Pb em zircões, relativo às rochas metabásicas de número de campo WWD-03, envolveu as três técnicas analíticas mencionadas (convencional, EMF e SHRIMP). Inicialmente as populações de zircões foram selecionadas através da técnica *split*, utilizando-se do separador eletromagnético tipo FRANTZ, para posterior catação manual em lupa binocular.

As populações de zircões foram selecionadas em função das diferenças relacionados ao hábito (prismas relativamente bem formados, ovalados, com terminações difusas), normalmente translúcidos, podendo apresentar fraturas e inclusões.

Os dados analíticos SHRIMP, relativos a cinco zircões estudados (bordas e núcleos) alinharam-se em diagrama Tera-Wasserbourg (Figura 2), caracterizando para o intercepto superior idades de 1593 ± 70 Ma e para o intercepto inferior de 586 ± 24 Ma. Dois dos dados analíticos plotam no diagrama em posições intermediárias entre os valores mencionados.

As imagens de catodoluminescência revelam sobrecrecimentos em praticamente todos os zircões analisados. O ponto mais próximo ao intercepto superior (idade mais antiga) refere-se à uma análise de uma porção mais interna preservada de sobrecrecimento, enquanto nos demais as análises referem-se a porções mais externas, caracterizadas por sobrecrecimentos e zonas oscilatórias. Os dados apresentados sugerem para a época de cristalização dos zircões o Mesoproterozóico, com idade de 1593 ± 70 Ma. Os valores relativos ao Neoproterozóico (586 ± 24 Ma) referem-se às zonas de sobrecrecimento desses zircões, indicativas provavelmente de processos metamórficos, bem como relacionados à colocação do batólito Granítico Três Córregos.

Os dados isotópicos obtidos através da técnica convencional em quatro populações da mesma amostra WWD-03, alinham-se ao longo da discórdia, interceptando a curva concórdia em 1561 ± 18 Ma (intercepto superior), e 751 ± 15 Ma (intercepto inferior). O posicionamento intermediário de três pontos analíticos na discórdia (Figura 3), revela perdas parciais de Pb, provavelmente associadas à tectônica Neoproterozóica. O único ponto posicionado próximo ao intercepto inferior localiza-se à esquerda da curva concórdia, denotando desequilíbrio isotópico, possivelmente relacionado à digestão incompleta dos zircões analisados. Portanto, a idade obtida neste intercepto de 751 ± 15 Ma deve ser encarada com ressalvas, provavelmente sem significado geológico. De qualquer modo, trata-se de zircões cristalizados no Mesoproterozóico, com idade de 1561 ± 18 Ma, com perda de Pb associadas à tectônica Neoproterozóica impressa nesses litotipos.

Figura 2. A - Diagrama Tera-Wasserbourg. **B** - Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra WWD-03.

Figura 3. Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra WWD-03.

Utilizando-se a técnica EMF (evaporação de monocristal em filamento) em zircão dessa mesma amostra (WWD-03) observa-se um patamar com idades ao redor de 1461 ± 51 Ma (Figura 4), caracterizando mais uma vez épocas de cristalização relacionadas ao Mesoproterozóico. Acrescenta-se que tal técnica, nesses casos não é efetiva para análise das bordas dos zircões, função da quantidade de Pb comum presente e queima relativamente rápida desta borda.

Outros afloramentos estudados da região de Araçáiba referem-se às rochas metabásicas que ocorrem nos arredores de Taquari-Mirim (números de campo WWD-32 e WWD-33).

Na amostra WWD-32, foram realizadas análises em quatro frações de zircões, utilizando-se a técnica convencional. Duas frações 32a e 32d são compostas por zircões mal for-

mados com arestas indefinidas, translúcidos e livres de inclusões e fraturas. Em diagrama concórdia estes dois pontos analíticos posicionaram-se no intercepto superior. As outras duas frações, 32b e 32c são compostas por zircões prismáticos, relativamente bem formados, com arestas definidas, transparentes, incolores e geralmente com inclusões e/ou fraturas. Essas duas frações, 32b e 32c distinguem-se apenas pelo tamanho do prisma, sendo o primeiro mais curto (2:1) e o segundo (~3:1). Estes dois pontos posicionaram-se, no intercepto inferior, praticamente sobre a curva concórdia. A discordância que melhor se ajusta a esses pontos analíticos, revelou para o intercepto superior idade de 1484 ± 76 Ma e para o inferior de 601 ± 83 Ma. Trata-se de zircões cristalizados no Mesoproterozóico e recrystalizados parcialmente ou neoformados no Neoproterozóico (Figura 5).

Figura 4. Gráfico Idade versus Temperatura para análises por evaporação de monocristal em filamento.

Figura 5. Diagrama Concórdia para quatro frações da amostra de campo número WWD-32 e suas respectivas tipologias.

Na amostra com número de campo WWD-33, relativamente próxima ao afloramento WWD-32, os zircões são raros, possibilitando apenas a concentração de duas frações. Tentativamente esses pontos analíticos foram lançados em diagrama concórdia conjuntamente com os outros pontos das amostras WWD-3 e 32, (Figura 6). A discórdia que melhor se ajusta a esses pontos analíticos intercepta a curva concórdia em 1477 ± 46 Ma (superior) e 575 ± 46 Ma (inferior), valores estes muito similares e mais precisos que os anteriores discutidos.

Figura 6. Diagrama Concórdia com as frações das amostras com número de campo WWD-03+32+33.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo geológico - geocronológico, envolvendo principalmente análises U-Pb em zircões de rochas metabásicas intercaladas nas seqüências metavulcano-sedimentares da Formação Água Clara permite tecer as seguintes considerações:

- os dados analíticos U-Pb (convencional, EMF e SHRIMP) obtidos para os litotipos metabásicos indicam épocas de cristalização dos zircões e conseqüente formação dessas rochas durante o Mesoproterozóico, com idades do intervalo 1590 – 1470 Ma;
- os estudos de catodoluminescência realizados em zircões de rocha metabásica revelam a presença de núcleos cristalizados no Mesoproterozóico e de zonas de sobrecrecimento de amplitudes variáveis, com idades mais significativas no intervalo 600 – 580 Ma;

- a estruturação desses terrenos (similar ao das seqüências metavulcano-sedimentares encaixantes) relaciona-se ao Neoproterozóico, quando do metamorfismo de grau médio (facies anfibolito). Dados K-Ar em minerais metamórficos realizados por diferentes autores, bem como U-Pb em zonas de sobrecrecimento dos zircões revelam a importância do Neoproterozóico no arcabouço geotectônico desses terrenos;

- os dados U-Pb (zircões) obtidos em rochas metabásicas e anfibolíticas das seqüências Perau e Votuverava apresentam idades relacionadas também ao Mesoproterozóico, ~1480 Ma (Basei, informação verbal), similares às observadas para Formação Água Clara.

CONCLUSÃO

As características geocronológicas, geoquímicas e padrões estruturais descritos para os litotipos metabásicos da Formação Água Clara sugerem épocas de vulcanismo com sedimentação associada, relacionada ao Mesoproterozóico, com idades próximas aos 1500 Ma. Os valores Neoproterozóicos (± 600 Ma.) obtidos, referem-se a processos de recristalização e neoformação de zircões (metabásicas/anfibolitos), colocação de rochas de natureza granítica/vulcânicas ácidas e resfriamento regional da Formação Água Clara.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao suporte financeiro do projeto FAPESP Nº 99/04040-8, que permitiu o presente estudo e ao CNPq pelo auxílio bolsa, processo 140833/1999-4.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, M. A. *Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba – SP*. 1989. 184 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ALMEIDA, M. A.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1986. Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v. 2, p. 905-918.
- CAMPANHA, G. A. C. Tectônica proterozóica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. 1991. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CAMPANHA, G. A. C.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: III SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1987.

- Curitiba. Atas... Curitiba: 1987, v. 2, p. 725-742.
- CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre a sua evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 17.
- CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Araçuaia Domain). *Precambrian Research*, v. 98, p. 31-51, 1999.
- DAITX, E. C. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). 1996. 435 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- DAITX, E. C. Prospecto de Cu, Pb e Zn nas faixas carbonáticas Furnas/Lajeado, SP e PR. São Paulo: CPRM, 1980. 27 p. (Relatório interno).
- DAITX, E. C.; BETTENCOURT, J. S.; ZANARDO, A. Metatufos traquíticos na área da Mina Perau (Vale do Ribeira, PR): significado geológico e importância na gênese dos corpos sulfetados (Pb-Zn-Cu-Ag-Ba). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. *Boletim de Resumos*. São Paulo: SBG, 1992. p. 255.
- DAITX, E. C.; TEIXEIRA, W.; ZANARDO, A. Geologia e geocronologia do metagabro Araçuaia, Vale do Ribeira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Boletim de Resumos*. Natal: SBG, 1990. p. 341.
- FASSBINDER, E. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. 1996. 207 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FIORI, A. P. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 3., 1991. Rio Claro. *Boletim de resumos...* São Paulo: SBG, 1991.
- FIORI, A. P. *Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba*. 1990. 261 f. São Paulo. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A. P.; GASPAR, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 24, p. 1-19, 1993.
- FRASCÁ, M. H. B. O.; FIGUEIREDO, M. C. H.; ALMEIDA, M. A.; COUTINHO, J. M. V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçuaia, SP. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 21, p. 73-92, 1990.
- FRASCÁ, M. H. B. O.; CAMPANHA, G. A. C.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SADOWSKI, G. R. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 1, p. 41-48, 1997.
- FRTZONS JÚNIOR, O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982. v. 3, p. 991-1001.
- FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; TREIN, E.; MURATORI, A. Geologia do leste Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1971, v. 5, p. 121-130.
- FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; TREIN, E. Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e Primeiro Planalto no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 27, p. 123-152, 1969.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque – Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 110-114, 2000.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; VAN SCHUMUS, W. R.; FETTER, A. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1997. São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1997. p. 69-71.
- HASUI, Y. *Novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo: IPT, 1986. 67 p. (Relatório Interno).
- MANIESI, V. *Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/PR*. 1997. 215 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Paulista, Rio Claro.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M. A. F. Quimismo mineral e metamorfismo de anfibólitos e sua relação com feições texturais nos corpos anfibolíticos de Adrianópolis e Campo largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 2, p. 138-140.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M. A. F. Anfibolitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 456.
- 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 Subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná". *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 23-25, p. 43-104.
- PIEKARZ, G. F. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLO-

- GIA, 3., 1981. Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 1981. v. 1, p. 148-154.
- PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. Relatório interno da MINEROPAR, 1981.
- PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982. v. 3, p. 1002-1016.
- REIS NETO, J. M. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. 1994. 253 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SILVA, C. R.; TAKAHASHI, A. T.; CHIODI FILHO, C.; BATOLLA, F. Geologia e mineralização da região do Perau - Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982. v. 3, p. 1024-1036.
- SILVA, M. J.; VASCONCELLOS, E. M. G. Estudo geoquímico das rochas metabásicas da faixa de dobramentos Apiaí. In: V CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA E VII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1999. Porto Seguro. *Anais...* Porto Seguro: 1999, p. 592-595.
- SOARES, P. C. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987. Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. p. 245-258.
- SOARES, P. C.; ROSTIROLLA, S. P. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997. Pirinópolis. *Anais...* Pirinópolis: SBG, 1997. p. 65-68.
- SPOLADORE, A. *Caracterização da história deformacional das rochas proterozóicas da região de Bromado, Paraná*. 1993. 157 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- TASSINARI, C. C. G.; BARBOUR, A. P.; DAITX, E. C.; SATO, K. Aplicação de isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira – São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 3, p. 1254-1266.
- TASSINARI, C. C. G.; MELLO, I. S. C. A idade e a origem das mineralizações do granitóide de Itaoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Camboriu. *Resumos Expandidos...* Camboriu: SBG, 1994. p. 304-305.
- VEIGA, H. R.; SALOMÃO, E. L. A formação São Sebastião e sua importância econômica. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário de Camboriu. *Anais...* Balneário de Camboriu: 1980. v. 2, p. 826-831.
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba – SP, Registro de uma bacia Mesoproterozóica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: SBG, 2002. p. 346.
- WERNICK, E. Idade da tectônica de colocação do magmatismo granitóide Brasileiro do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais, SE – Brasil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1997. São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1997. v. 1, p. 104-106.
- WINKLER, H. G. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer – Verlag*, p. 348, 1977.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA

Esboço geológico dos arredores de Abapã

T4144
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Coluna Lito estratigráfica

- Aluviões
- Complexo Granítico Três Córregos**
Granito Salval
 Granitos leucocráticos, cinza a cinza-rosado, granulometria média a grossa equigranular a inequigranular porfirítico, isotropo a foliado; composto mineralogicamente por quartzo, FK, biotita/anfibólio. f - Textura fanerítica equigranular fina.
- Muscovita xisto homfells avermelhado com biotita e ocasionalmente com granada cortado por veios de leucongranitos.
- Grupo Italacoca**
 - Mármores dolomíticos com estruturas estromatolíticas
 - Mármores dolomíticos bandados de coloração cinza, localmente calcíticos.
- Grupo Setuva**
Formação Água Clara
 Rochas calcossilicáticas com intercalações de mármores puros a impuros com espessuras variadas de granulação fina a média de coloração cinza esverdeada a cinza claro
- Quartzo biotita filitos avermelhados, quartzo sericita filitos adzentados e filitos grafitosos
- Rochas anfibolíticas e metabásicas ortoderivadas de coloração cinza esverdeada escura com granulação média a fina

Convenções Geológicas

- Contorno geológico definido
- Contorno geológico inferido
- 60° - Direção e mergulho de foliação Sn, com indicação de mergulho
- Direção da foliação Sn verticalizada
- 25° - Lineação de estiramento mineral Lx
- Dique com largura indefinida

Convenções Topográficas

- Rio
- Estrada
- Caminho
- Curvas de nível
- 10 Pontos

Legenda do perfil Coluna Lito estratigráfica

- Granito - Complexo Três Córregos
- Muscovita Xisto Homfells
- Mármores dolomíticos, com estruturas estromatolíticas
- Mármores dolomíticos bandados
- Rochas calcossilicáticas
- Rochas anfibolíticas e meta básicas

Escala Vertical
1:25.000
Escala Horizontal
1:25.000

CONVERGÊNCIA MAGNÉTICA EM 1992

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER -7,5' ANUALMENTE
Fonte: Mapa Magnético do Brasil - 1990
Cnpq - Observatório Nacional

Esboço geológico dos arredores de Araçáiba

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

BIBLIOTECA - T4144

Coluna litoestratigráfica

- Aluviões
- Complexo Granítico Três Córrego**
- **Granito Saival**
Granitos leucocráticos, cinza a cinza-rosado, granulometria média a grossa equigranular a inequigranular porfirítico, isótropo a foliado; composto mineralogicamente por quartzo, FK, biotita/anfibólio.
f - Textura fanerítica equigranular fina.
- Quartzito-mica xistos, quartzito xistos, hornblenda xisto e cálcio-xistos de granulometria média a grossa e coloração cinza a ligeiramente rosácea a avermelhada
- Grupo Setuva**
Formação Água Clara
- Quartzitos de granulação fina a média com coloração amarelada
- Quartzito biotita filitos avermelhados, quartzito sericita filitos acizentados e filitos grafitosos
- Rochas calciossilicáticas com intercalações de mármore puros a impuros com espessuras variadas de granulação fina a média de coloração cinza esverdeada a cinza claro
- Rochas anfibolíticas e metabásicas ortoderivadas de coloração cinza esverdeada escura com granulação média a fina
- Contato geológico definido
- Contato geológico inferido
- 60° Direção e mergulho de foliação Sn, com indicação de mergulho
- 5° Direção e mergulho de foliação Sn, com indicação de mergulho

Convenções Topográficas

- Rio
- Estrada
- Caminho
- Curvas de nível
- 10 Pontos descritos
- 10 Pontos descritos, petrografia, geoquímica e geocronologia

Digitalizado por Andreza Marta da Costa do original da Secretaria de Planejamento da Presidência da República.
IBGE - Superintendência de Cartografia.
Departamento de Cartografia.

Declinação Magnética 1975 e convergência meridiana do centro da folha original.

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 7,5 ANUALMENTE

Folha SG-22-X-B-II-3

Articulação da folha

Engenheiro Mala	Ribeirão Branco	Guapiara
Barra do Chapéu	Araçáiba	Mina do Espírito Santo
Ribeira	Apiaí	Iporanga

Esboço Geológico da Região de Ribeirinha

Coluna Lito estratigráfica

- Aluviões
- Complexo Granítico Três Córregos**
Granitos leucocráticos, cinza a cinza-rosado, granulometria média a grossa equigranular a inequigranular porfírico, isotropo a foliado; composto mineralogicamente por quartzo, FK, biotita/anfibólio.
- Grupo Itaiacoca**
Mármore dolomíticos com estruturas estratolíticas
- Grupo Setuva**
Formação Água Clara
Rochas calcossilicáticas com intercalações de mármore puros a impuros com espessuras variadas de granulação fina a média de coloração cinza esverdeada a cinza claro
- Rochas anfibolíticas e metabásicas ortoderivadas de coloração cinza esverdeada escura com granulação média a fina

Convenções Geológicas

- Contorno geológico definido
- Contorno geológico inferido
- 60° - Direção e mergulho de foliação Sn, com indicação de mergulho
- Direção da foliação Sn verticalizada
- 25° - Lineação de estiramento mineral Lx
- Dique com largura indefinida

Convenções Topográficas

- Rio
- Estrada
- Caminho
- Curvas de nível
- Pontos

CONVERGÊNCIA MAGNÉTICA EM 1992

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCERÁ 7,5' ANUALMENTE
Fonte: Mapa Magnético do Brasil - 1990
Cnpq - Observatório Nacional

SISTEMA DE PROJEÇÃO: UTM
EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 20 METROS
Digitalizado por Anelize Manuela Bahniuk do original da
Secretaria de Planejamento da Presidência da República.
IBGE - Superintendência de Cartografia.
Departamento de Cartografia.

Legenda do perfil

- ### Coluna Lito estratigráfica
- Granito - Complexo Três Córregos
 - Mármore dolomíticos, com estruturas estratolíticas
 - Rochas calcossilicáticas
 - Rochas anfibolíticas e metabásicas

Escala Vertical
1:25.000
Escala Horizontal
1:25.000