



**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO TERRENO PARAÍBA DO SUL, ORÓGENO
RIBEIRA , SUDESTE DO BRASIL , COM BASE EM ESTUDOS
LITOGEOQUÍMICOS E DE GEOCRONOLOGIA U-Pb (LA-ICPMS).**

Samuel Magalhães Viana

**TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis**

**RIO DE JANEIRO
2008**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Samuel Magalhães Viana

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO TERRENO PARAÍBA DO SUL, ORÓGENO RIBEIRA, SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS E DE GEOCRONOLOGIA U-Pb (LA-ICPMS).

Tese submetida ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) como requisito necessário à obtenção do grau de doutor em ciências. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Orientador: Dr^a. Cláudia Sayão Valladares

Co-orientador: Dr. Miguel Tupinambá

RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL

2008

**CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC**

VIANA, Samuel Magalhães

Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) -[Rio de Janeiro] 2008.

VIII, 230p., 29,7cm (Faculdade de Geologia - UERJ, DSc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2008).

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

1. Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, SE do Brasil, com base em estudos geoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS).

I. FGEL/UERJ; II. Título (Série).

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Samuel Magalhães Viana

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO TERRENO PARAÍBA DO SUL, ORÓGENO RIBEIRA, SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS E DE GEOCRONOLOGIA U-Pb (LA-ICPMS).

Tese submetida ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) como requisito necessário à obtenção do grau de doutor em ciências. Área de concentração: **Análise de Bacias e Faixas Móveis.**

Aprovado em: _____

Banca examinadora:

Prof^a. Dr^a. Cláudia Sayão Valladares (orientadora)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro –
Faculdade de Geologia

Prof^a. Dr^a. Mônica da Costa Pereira Lavalley Heilbron
Universidade do Estado do Rio de Janeiro –
Faculdade de Geologia

Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim
Universidade Federal de Ouro Preto –
Departamento de Geologia

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
Universidade de Brasília - Instituto de Geociências

Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro -
Departamento de Geociências

Rio de Janeiro
2008

*Eis que o temor do Senhor é a sabedoria,
e apartar-se do mal é o entendimento.*
Jó 28:28

AGRADECIMENTOS

Muitos foram os que me incentivaram e contribuíram para a conclusão desta tese de doutoramento. Dentre estes, gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos:

Primeiramente, a Deus.

Aos meus pais, irmãos e familiares, pelo incentivo permanente.

Aos meus orientadores da UERJ, professora Dr^a. Cláudia Valladares e Dr. Miguel Tupinambá, pela orientação, esclarecimentos, paciência, e apoio nas atividades de campo.

Ao professor Dr. Antônio Simonetti da Universidade de Alberta (Canadá), pelo auxílio durante a etapa de pesquisa realizada no exterior.

Ao professor Dr. Marcos Aurélio F. de Oliveira da UNESP, pela análise e disponibilização dos dados litogeoquímicos das amostras coletadas na região de Leopoldina (MG).

Ao professor Dr. Sérgio Valente da UFRRJ pela leitura crítica e sugestões incorporadas nesta tese.

Aos demais professores do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica da UERJ, sempre dispostos ao auxílio na pesquisa. Agradeço especialmente aos professores Dr^a. Beatriz Duarte e Dr. Luiz Guilherme A. do Eiraldo Silva, pelo auxílio, também, nas etapas de campo.

À Dr^a. Márcia Reis do DNPM, pelo especial auxílio durante a etapa final desta tese, incentivando, todo o tempo, com críticas e sugestões, além de assistir aos ensaios das minhas apresentações.

Aos Drs. Cláudio Valeriano, Beatriz Duarte e Janaína Lobo pelas críticas e sugestões a partir da etapa de qualificação desta tese.

Aos colegas de trabalho: Msc. Cássio Roberto da Silva, Msc. Jorge Pimentel e Msc. Carlos Eduardo Osório Ferreira, da CPRM, pelo constante apoio.

Aos colegas estudantes de graduação e pós-graduação da UERJ, que também participaram das atividades de campo: Sheila, Aline, Vinicius e Hugo, e à doutoranda Adriana Alves da USP, pelo auxílio durante a etapa de pesquisa no exterior.

Aos funcionários Rosalva, Miguel e demais técnicos do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ, sempre solícitos em suas atividades

Aos funcionários Edna, Diogo e Carol da Coordenação de Pós-graduação, FGEL/UERJ, pelo apoio administrativo.

Às instituições:

- FGEL/UERJ, por toda a infra-estrutura acadêmica suficiente para a formação e qualificação de profissionais geólogos.
- FAPERJ, pela bolsa de pesquisa durante o período inicial das atividades.
- CPRM/SGB, pelo apoio à minha qualificação, liberando-me de minhas funções durante a etapa de pesquisa, tanto no exterior quanto na UERJ.

Agradeço, finalmente, a tantos outros que contribuíram, direta ou indiretamente, para a conclusão deste projeto.

RESUMO

Viana, Samuel Magalhães. Evolução Geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em Estudos Litogeoquímicos e de Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS). Orientadora: Dr^a Cláudia Sayão Valladares. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL. Tese de Doutorado em Ciências.

A estrutura crustal do Orógeno Ribeira pode ser definida, em seu segmento central, por alguns terrenos tectono-estratigráficos distintos entre si, e limitados por empurrões por sobre o Cráton de São Francisco e zonas de cisalhamento oblíquas, resultado de sucessivos eventos de colagem no Brasileiro. Neste contexto, o Terreno Paraíba do Sul se apresenta como uma estrutura sinformal, recobrando o Terreno Ocidental, margem retrabalhada do Cráton de São Francisco (Heilbron *et al.*, 2004).

Ainda que o Orógeno Ribeira seja o mais estudado do Gondwana Oeste, esta tese contribui para o entendimento da constituição, origem e evolução das unidades que compõem o Terreno Paraíba do Sul, neste orógeno. Para tanto foram realizadas investigações geocronológicas sistemáticas subsidiadas por análises litogeoquímicas, tendo em vista o caráter regional do terreno estudado. Este estudo integrado se faz necessário em virtude da poucas e espacialmente restritas idades existentes para os ortognaisses do embasamento (Complexo Quirino) e granitóides, e à ausência de idades de proveniência de sua cobertura metassedimentar (Grupo Paraíba do Sul).

Os dados litogeoquímicos de quarenta e uma análises (trinta e duas de Valladares *et al.*, 2002) discriminam duas séries cálcio-alcálicas para o Complexo Quirino: uma de médio-K e composição tonalítica; e outra de alto-K e composição granítica/granodiorítica, relacionadas a ambiente de arco vulcânico. Foram ainda identificados alguns possíveis grupos cogenéticos, para cada uma destas séries (grupos 1 a 8 para a série de alto-K, e 1 a 3 para a série de médio-K), considerando razões entre elementos incompatíveis com variações inferiores a 1,5 vezes (Allégre & Minster, 1978) e outros critérios petrológicos, para orientação da investigação geocronológica.

A análise geocronológica U-Pb foi realizada pelo método LA-ICPMS, em zircões selecionados de dez amostras, sendo seis de ortognaisses do Complexo

Quirino (quatro da série de alto-K e duas da série de médio-K), duas de quartzitos do Grupo Paraíba do Sul e duas de granitóides neoproterozóicos. Todas as análises foram produzidas pelo autor no Radiogenic Isotope Facility of University of Alberta, Canadá.

Os dados obtidos apresentaram, para o Complexo Quirino, idades de cristalização paleoproterozóica relacionadas ao Evento Transamazônico, sendo a série de alto-K mais antiga ($2308 \pm 9,2$ Ma a 2185 ± 8 Ma) do que a série de médio-K (2169 ± 3 Ma a 2136 ± 14 Ma). A integração dos dados geocronológicos obtidos, com as avaliações petrogenéticas, possibilita a interpretação de que quatro ou cinco suítes ocorram na série de alto-K. A série de médio-K seria representada por uma única suíte cogenética, evoluída por assimilação concomitante à cristalização fracionada, conseqüente de fusão de crosta arqueana pré-existente durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil. A expressiva quantidade de grãos herdados e idade T_{DM} (Valladares *et al.*, 2002) corroboram com esta hipótese.

Os metassedimentos investigados são provenientes da erosão de rochas paleoproterozóicas (com maior concentração entre 1,9 Ga e 2,1 Ga), em parte oriundas do próprio embasamento, juntamente com contribuições subordinadas de fontes arqueanas. A idade de deposição máxima obtida a 1951 Ma (zircão concordante mais jovem), juntamente com a idade concordante mais antiga de metamorfismo do seu embasamento (645 ± 13 Ma), define a melhor estimativa para a implantação da Bacia Paraíba do Sul em algum intervalo entre o final da Orogenia Transamazônica e o início da Orogenia Brasileira.

Três eventos metamórficos neoproterozóicos também foram identificados com base em registros de bordos de grãos, pontas de prismas e interceptos inferiores de zircões do embasamento e idades de cristalização de granitóides: um precoce, entre 645-605 Ma caracterizado nesta tese como pré-M1; e outros dois subseqüentes, com intervalos de 605-570 Ma e 540-520 Ma correlacionáveis respectivamente aos eventos M1 e M2 de Heilbron (1993) para o Orógeno Ribeira.

Dentre as hipóteses para o registro metamórfico pré-M1, é sugerida uma possível influência dos episódios colisionais, de idade cronocorrelata, ao sul do Orógeno Brasília, ou a existência de um fragmento de crosta continental posicionada entre o Arco Rio Negro (Terreno Oriental) e o Cráton de São Francisco. No segundo caso, um evento de acreção deste fragmento de crosta ao arco, anterior à colisão com o Cráton, resultaria nas idades de metamorfismo mais precoce.

Por fim, a idade ID-TIMS de 503 ± 2 Ma em titanita do Complexo Quirino (Valladares, 1996) continuaria sendo a mais nova, refletindo a diminuição da atividade metamórfica para este terreno.

ABSTRACT

Viana, Samuel Magalhães. Geological Evolution of Paraíba do Sul Terrane, Ribeira Belt, Southeastern Brazil, based on Lithogeochemical and U-Pb (LA-ICPMS) Geochronological Data. Supervisor: Dr^a Cláudia Sayão Valladares. Rio de Janeiro: UERJ/FGEL. PhD Thesis.

The crustal structure of the Ribeira Belt can be defined, in its central segment, by some tectono-estratigraphic terrains which are different, and limited by thrusts over São Francisco Craton and oblique shear zones, result of successful docking events in the Brasiliano. In this context, the Paraíba do Sul Terrane is presented as a sinformal structure, covering the Occidental Terrane, a reworked margin of São Francisco Craton (Heilbron *et al.*, 2004)

Although the Ribeira mobile belt is the most studied in the West Gondwana, this study has contributed to the understanding of the constitution, origin and evolution of the units which compose the Paraíba do Sul Terrane, in this orogen. For that, systematic geochronological investigations were carried out, subsidized by lithogeochemical analysis, considering the regional character of the terrane being analyzed. This integrated study is necessary due to the few and sparsely restricted existing ages for the orthogneisses of the basement (Quirino Complex) and granitoids, and the absence of ages of provenance of its metasedimentary coverage (Paraíba do Sul Group).

The lithogeochemical data of 41 analyses (32 from Valladares *et al.*, 2002) distinguish two calc-alkaline series for Quirino Complex: one of medium-K and tonalitic composition; other of high-K and granitic/granodioritic composition, related to a volcanic arc environment. Some possible cogenetic groups were identified, for each of these series (groups 1 to 8 for the high-K series, and 1 to 3 for the medium-K series), considering ratios between incompatible elements varying below 1.5 times (Allégre & Minster, 1978) and other petrologic criteria, for the orientation of the geochronological investigation.

The U-Pb geochronological analysis was performed by LA-ICPMS method, in zircons selected from ten samples, of which six were from orthogneisses from the Quirino Complex (four from the high-K series and two from the medium-K series), two from quartzites from Paraíba do Sul Group and two from neoproterozoic granitoids.

All the analyses were produced by the author in the Radiogenic Isotope Facility of University of Alberta, Canada.

The data obtained presented, for the Quirino Complex, palaeoproterozoic crystallization ages related to the Transamazonian Event, the high-K series being older (2308 ± 9.2 Ma a 2185 ± 8 Ma) than the medium-K series (2169 ± 3 Ma a 2136 ± 14 Ma). The integration of the geochronological data with the petrogenetic evaluation leads to the conclusion that four or five suites occur in the high-K series. The medium-K series would be represented by one sole cogenetic suite, evolved by concomitant assimilation during fractionated crystallization, resulting, in part, from the melt of an archaean crust during the same event which generated juvenile crust on the Palaeoproterozoic. The expressive quantity of inherited archaean grains and T_{DM} archaean age (Valladares *et al.*, 2002) support this hypothesis.

The metasediments investigated are originated from the erosion of palaeoproterozoic rocks (with higher concentration between 1.9 Ga and 2.1 Ga), partly originated from the basement itself, together with subordinated contributions of archaean sources. The maximum deposition age obtained at 1951 Ma (youngest zircon concordant), together with the oldest concordant age of the metamorphism of its basement (645 ± 13 Ma), defines the best estimate for the implementation of the Paraíba do Sul Basin, in some interval between the end of the Transamazonian Orogeny and the beginning of the Brazilian Orogeny.

Three neoproterozoic metamorphic events were also identified based on registers of overgrowth grain, prismatic tips and lower intercepts of zircons of the basement and granitoid crystallization ages: one precocious, between 645-605 Ma, characterized in this study as pre-M1; and two subsequent, with intervals of 605-570 Ma and 540-520 Ma respectively correlated to Heilbron (1993) M1 and M2 events for the Ribeira Belt.

Among the hypothesis for the metamorphic pre-M1 register, we suggest possible influence of the collision episodes, of chronorrelated age, south of the Brasília Belt, or the existence of a fragment of continental crust positioned between the Rio Negro Arc (Oriental Terrane) and São Francisco Craton. In the second case, an accretion event of this crust fragment to the arc, from before the collision with the Craton, would result in the earlier metamorphism ages.

Finally, the ID-TIMS age of 503 ± 2 Ma in titanite of the Quirino Complex (Valladares, 1996) would still be the youngest, reflecting the decrease of the metamorphic activity for this terrane.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Representação das diversas escalas estudadas segundo o “método zoom”.	2
Figura 1.2	Mapa de localização da área pesquisada no contexto da América do Sul. No detalhe maior, as cores correspondem às unidades tectónico-estratigráficas de Heilbron <i>et al.</i> (2004),	6
Figura 1.3	Mapa de localização das principais vias de acesso (rodovias federais e estaduais em vermelho e estradas não pavimentadas em laranja) ao Terreno Paraíba do Sul (hachurado).	7
Figura 2.1	Fluxograma dos procedimentos laboratoriais de separação e preparação dos zircões adotados neste trabalho.	13
Figura 2.2	a) Detalhe dos grãos de zircão antes da montagem (BP-I-40). Tamanhos e formas variadas; b) Montagem em resina epóxi. No caso, duas montagens contendo duas amostras de gnaisses cada e cerca de 50 grãos para cada amostra.	16
Figura 3.1	Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{238}_{92}\text{U}$ para o $^{206}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).	19
Figura 3.2	Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{235}_{92}\text{U}$ para o $^{207}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).	20
Figura 3.3	Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{232}_{90}\text{Th}$ para o $^{208}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).	20
Figura 3.4	Diagrama com a curva Concórdia (Machado, 2006, modificado de Wetherill, 1956).	22
Figura 3.5	Representação de análises de mesma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ao longo da discórdia (Machado, 2006).	22
Figura 3.6	Representação de idades de cristalização e herança de uma determinada rocha ígnea em diagrama de concórdia (Machado, 2006).	23
Figura 3.7	Representação de idades de cristalização e metamorfismo de uma determinada rocha metamórfica em diagrama de concórdia (Machado, 2006).	24
Figura 3.8	Representação de idades de proveniência para uma determinada rocha sedimentar em diagrama de concórdia (Machado, 2006).	24
Figura 3.9	Alguns minerais úteis que incorporam urânio (Machado, 2006).	26
Figura 3.10	a) Imagem CL reproduzida de Silva (2006) - Charnockito Granulítico do Complexo Caraíba, BA / Idade de cristalização: 2650 Ma; idade de metamorfismo: 2080 Ma. Núcleo detrítico herdado, não datado. Com o estudo de imagens pancromáticas (CL), previamente à análise em equipamento SIMS, é possível a identificação e exclusão de domínios heterogêneos (mistos) para a determinação da idade; b) Imagem CL. Exemplo do Gnaiss Acasta do Canadá (rocha mais antiga da Terra) mostrando que é possível, com a técnica SHRIMP, encontrar cristais que preservam a idade do magma precursor (4030 Ma), ainda que a rocha tenha experimentado três eventos metamórficos arqueanos de facies anfíbolito ou superior. Cortesia Richard Armstrong, <i>In</i> : Silva, 2006.	27
Figura 3.11	a) <i>Laser Ablation System UP213</i> (no detalhe); b) <i>Laser Ablation System</i>	30

acoplado ao espectrômetro de massa com os multicoletores de íons (fotos tiradas pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*).

- Figura 3.12** Configuração do bloco coletor U-Pb com os doze coletores *Faraday* (em azul) e os três contadores iônicos (em vermelho), por Simonetti (2007). 30
- Figura 3.13** Esquema do defletor de íons direcionando os elétrons para os três contadores passíveis de registrarem massas muito pequenas de ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb (+ ^{204}Hg). (fonte: http://research.eas.ualberta.ca/rif/mc_icp_ms.html). 31
- Figura 3.14** Detalhe do *spot* gerado (40 μm de largura e 15 μm de profundidade) pela metodologia desenvolvida na Universidade de Alberta e descrita por Simonetti *et al.*, 2005 (fonte: http://research.eas.ualberta.ca/rif/mc_icp_ms.html). 32
- Figura 3.15** Imagem do padrão internacional (zircão BR266), sendo utilizado para a calibração do equipamento. Notar a quantidade de “*spots*” decorrentes do constante uso deste padrão (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*). 33
- Figura 3.16** a) Imagem do zircão #41 da montagem LE-CM-12, antes de receber o “tiro” de *laser*; b) Imagem do zircão #41 da montagem LE-CM-12, após o “tiro” de *laser* que gerou um *spot* de 40 μm . (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*). 34
- Figura 3.17** Produção de partículas pela interação entre o *laser* e matéria - ablação (Machado, 2006). 34
- Figura 3.18** Esquema da conexão em “Y” onde o DSN-100 introduz solução de $\text{Ti}+\text{HNO}_3+\text{Ar}$ no sistema (Simonetti, 2007). 35
- Figura 3.19** Plasma onde os elementos são ionizados (Machado, 2006). 35
- Figura 3.20** Zircão zonado #34 da montagem LE-CM-12 com *spots* executados no núcleo e na borda. (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*). 36
- Figura 3.21** a) O diagrama ilustra o comportamento da correção “ideal”; b) “*overcorrection*” constatado em consequência do excesso de Pb comum ou ^{204}Hg (Simonetti, 2007). 37
- Figura 4.1** A porção continental da placa Sul-Americana, modificado de Almeida *et al.* (1976) (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003). 40
- Figura 4.2** a) Províncias estruturais do Escudo Atlântico (modificado de Almeida *et al.* 1977, 1981; sobre o modelo digital do terreno, Smith e Sandwell, 1997; Fonte: Bizzi *et al.*, 2003); b) detalhe da Província Mantiqueira e suas subdivisões (Fonte: Heilbron *et al.*, 2004). 41
- Figura 4.3** Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton de São Francisco (Heilbron *et al.*, 2004). 41
- Figura 4.4** Placas continentais e arcos magmáticos do Gondwana oeste (fonte: Campos Neto, 2000). 43
- Figura 4.5** Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira, segundo Heilbron & Machado (2003). 47
- Figura 4.6** Seção estrutural esquemática NW-SE para o Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* (2004). 49

Figura 4.7	Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira (Fonte: Valladares et al. 2000, modificado de Heilbron 1995 e Heilbron <i>et al</i> , 2000).	50
Figura 4.8	Mapa geológico esquemático da porção leste do estado de São Paulo (Fonte: Vlach, 2001, modificado de Campos Neto, 2000).	60
Figura 4.9	Mapa tectônico do Terreno Oriental. Fonte: Heilbron & Machado (2003).	63
Figura 4.10	Mapa geológico do Terreno Cabo Frio (fonte: Schmitt <i>et al.</i> , 2004).	67
Figura 5.1	Vista da Serra das Abóboras ao fundo a partir da BR-040 próximo a Três Rios (RJ). Maciço rochoso de ortognaisse pertencente ao Complexo Quirino que se destaca na topografia.	72
Figura 5.2	Detalhe da textura porfiroblástica dos ortognaisses do Complexo Quirino e enclaves anfibolíticos associados. Ponto VR-150.	73
Figura 5.3	Pedreira em Pouso Seco, antiga Rio-São Paulo, biotita gnaissse da série alto-K datada por Valladares (1996) (2185 ± 8 Ma (U-Pb) ID-TIMS). Ponto VR-150.	73
Figura 5.4	Afloramento de ortognaisse milonítico do Complexo Quirino próximo a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul em Além Paraíba (MG). Ponto EC-II-2002-4.	74
Figura 5.5	Afloramento de ortognaisse do Complexo Quirino, visto em corte perpendicular ao mergulho da foliação medida a N54°E/83°SE. Hornblenda e biotita ocorrem como minerais máficos principais, junto a pequenos enclaves de anfibolitos e porfiroblastos feldspáticos. Ponto BP-I-40.	74
Figura 5.6	Detalhe do afloramento de ortognaisse do Complexo Quirino com glômeros de hornblenda e repleto de enclaves de anfibolitos. Ponto LE-CM-12.	75
Figura 5.7	Afloramento de hornblenda biotita ortognaisse com enclave de anfibolito (4,5m) e veio felsico concordante logo acima. Corte na rodovia BR-116, 5 km a norte do trevo para Angustura, Folha Leopoldina (MG).	75
Figura 5.8	Ortognaisse do Complexo Quirino com bandamento gnáissico cortado por venulações félsicas discordantes. Ponto BP-M-642.	76
Figura 5.9	a) situação dos <i>slabs</i> antes do tingimento; b) situação dos <i>slabs</i> após ataque químico (o cobaltonitrito de sódio reage com o K-feldspato tornando-o amarelo e o amarante reage com o plagioclásio tornando-o rosa).	76
Figura 5.10	Amostras do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP modal de Streckeisen (1976). Em vermelho as amostras produzidas no atual trabalho.	77
Figura 5.11	Fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaissse. Predomínio da hornblenda (hbl) como mineral máfico. Luz natural - lâmina: BP-M-659.	80
Figura 5.12	Associação de minerais presentes no hornblenda-biotita gnaissse (série cálcio-alkalina de médio-K), que apresenta hornblenda como máfico principal e plagioclásio como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: BP-M-659.	80
Figura 5.13	Fotomicrografia do biotita gnaissse (série cálcio-alkalina de alto-K). Predomínio da biotita (bt) como mineral máfico. Luz natural - lâmina: BP-M-642.	80

Figura 5.14	Associação de minerais presentes no biotita-gnaiss (série cálcio-alcálica de alto-K) onde a biotita é o máfico principal e o K-feldspato aparece como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: BP-M-642.	80
Figura 5.15	Fotomicrografia do biotita gnaiss (série cálcio-alcálica alto-K). Predomínio da biotita como mineral máfico. Neste caso notar a coloração avermelhada das biotitas, comum na região de Volta Redonda (RJ) para este tipo de litologia. Luz natural - lâmina: VR-08	82
Figura 5.16	Associação de minerais presentes no biotita-gnaiss (série cálcio-alcálica de alto-K) onde a biotita é o máfico principal e o K-feldspato aparece como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: VR-08.	82
Figura 5.17	Fotomicrografia de ortognaiss do Complexo Quirino sob facies granulito, mapeado na região de Além Paraíba (MG). Em destaque a associação de minerais máficos constituída por anfibólio e piroxênios. luz natural – lâmina: EC-II-2002-6	83
Figura 5.18	Fotomicrografia de ortognaiss do Complexo Quirino sob facies granulito, mapeado na região de Além Paraíba (MG). Ao centro observa-se o ortopiroxênio com extinção reta em meio aos anfibólios. Nicóis cruzados – lâmina: EC-II-2002-6.	83
Figura 5.19	Vista geral a partir do ponto SA-129 para NE. Complexo Quirino (CQ) por entre as cristas das serras adjacentes compostas pelos paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul (GPS).	84
Figura 5.20	Afloramento de sillimanita-granada-biotita gnaiss do Grupo Paraíba do Sul na região de Bananal (SP). Foto por Eiraldo Silva (2006).	85
Figura 5.21	Saibreira em Além Paraíba (MG) contendo quartzito recristalizado, com feldspato caulinizado e indícios de manganês. Ocorre intercalado com o paragnaiss alterado. Ponto AP-TUP-22.	85
Figura 5.22	Detalhe do afloramento AP-TUP-22, descrito na foto anterior.	86
Figura 5.23	Afloramento de quartzito fino e impuro de dimensões métricas, intercalado com mármore (fora da foto), na Serra da Bocaina, em Bananal (SP).	87
Figura 5.24	Detalhe do afloramento de quartzito amostrado referente ao ponto BP-SV-02, em Barra do Piraí (RJ).	88
Figura 5.25	Mapa de localização do ponto amostrado BPSV02 no município de Barra do Piraí. Geologia a partir da Folha Barra do Piraí 1:100.000, Pronageo (CPRM / UERJ), 2006, disponível no site: http://geobank.sa.cprm.gov.br/ . GPS = Grupo Paraíba do Sul.	88
Figura 6.1	Diagrama sílica x álcalis para os ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971).	92
Figura 6.2	Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos. Amostras plotadas no campo cálcio-alcálico. A = Na ₂ O + K ₂ O, F = FeO + 0,8998 Fe ₂ O ₃ , M = MgO.	92
Figura 6.3	Caráter metaluminoso dos ortognaisses do Complexo Quirino, juntamente com os granitóides amostrados (Maniar & Piccoli, 1989). Dados em proporção molecular.	93

Figura 6.4	Diagrama $K_2O \times SiO_2$, com limites extraídos de Le Maitre (1989), para os ortognaisses do Complexo Quirino.	94
Figura 6.5	Diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides.	94
Figura 6.6	Classificação química para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989).	95
Figura 6.7	Diagrama de classificação R1xR2 de La Roche <i>et al.</i> (1980), com as amostras estudadas.	96
Figura 6.8	Diagrama Rb x Nb+Y (Pearce <i>et al.</i> , 1984), discriminante de ambientes tectônicos, aplicado aos ortognaisses do Complexo Quirino.	98
Figura 6.9	Diagrama triangular Hf – Rb/10 – TaX3 discriminante de ambientes tectônicos (Harris <i>et al.</i> , 1986) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos. As análises recentes do Complexo Quirino não constam neste diagrama pela ausência de dados de Hf e Ta.	99
Figura 6.10	Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (<i>Ocean Ridge Granite</i>) (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os ortognaisses que compõem a série alto-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce, <i>op cit.</i>	100
Figura 6.11	Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (<i>Ocean Ridge Granite</i>) (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os ortognaisses que compõem a série médio-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce <i>et al.</i> (<i>op cit.</i>).	100
Figura 6.12	Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras de todo o conjunto dos ortognaisses (caso 1) do Complexo Quirino. Dados em %peso. $Fe_2O_3^T$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.	104
Figura 6.13	Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras da série cálcio-alkalina alto-K (caso 2) do Complexo Quirino. Dados em %peso. $Fe_2O_3^T$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.	105
Figura 6.14	Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras da série cálcio-alkalina médio-K (caso 3) do Complexo Quirino. Dados em %peso. $Fe_2O_3^T$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.	106
Figura 6.15	Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras de todo o conjunto dos ortognaisses (caso 1) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.	107
Figura 6.16	Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras da série cálcio-alkalina alto-K (caso 2) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.	108
Figura 6.17	Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras da série cálcio-alkalina médio-K (caso 3) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.	109
Figura 6.18	Diagramas multi-elementares para as amostras do Complexo Quirino normalizadas para o condrito de Boynton (1984). Os grupos de cada série são indicados	121
Figura 7.1	Ponto BP-IV-53 na Fazenda Boa Liga em Barra do Piraí (RJ). Rocha amostrada no detalhe.	128

Figura 7.2	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-IV-53.	129
Figura 7.3	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BP-IV-53.	130
Figura 7.4	Detalhe dos grãos #4 e #5 com o posicionamento dos <i>spots</i> onde foram obtidas idades discordantes arqueana e paleoproterozóica, respectivamente.	131
Figura 7.5	Ponto EC-II-2002-6 na rodovia BR-116 em Além Paraíba (MG). Rocha amostrada no detalhe.	134
Figura 7.6	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra EC-II-2002-6.	135
Figura 7.7	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra EC-II-2002-6.	137
Figura 7.8	Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra EC-II-2002-6.	137
Figura 7.9	Detalhe dos grãos zonados #3 e #33, com idade concordante obtida em <i>spots</i> localizados em seus respectivos bordos.	137
Figura 7.10	Ponto TR-MM-71A na rodovia BR-040 em Três Rios (RJ). Rocha amostrada no detalhe.	140
Figura 7.11	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra TR-MM-71A.	141
Figura 7.12	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.	143
Figura 7.13	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.	143
Figura 7.14	Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.	144
Figura 7.15	Detalhe do grão #33 (herança arqueana), e do do grão concordante #44 de idade neoproterozóica.	144
Figura 7.16	Ponto PS-PM-66 na rodovia BR-040 em Paraíba do Sul (RJ).	147
Figura 7.17	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra PS-PM-66.	148
Figura 7.18	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66.	150
Figura 7.19	Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66.	150
Figura 7.20	Detalhe do zircão zonado #32 com idade paleoproterozóica no núcleo e neoproterozóica no bordo.	151
Figura 7.21	Ponto BP-I-40 em Barra do Piraí (RJ).	154
Figura 7.22	Afloramento BP-I-40 do Complexo Quirino: foliação subvertical (N54°E/83°SE) e dobras D3, com registros de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ relacionadas ao metamorfismo M2 de Heilbron & Machado (2003).	155
Figura 7.23	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-I-40.	156

Figura 7.24	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS), amostra BP-I-40.	157
Figura 7.25	Detalhe dos zircões zonados #43 e #44 apresentando idades discordantes paleoproterozóica e neoproterozóica nos seus respectivos núcleos e bordos.	158
Figura 7.26	Ponto LE-CM-12 na rodovia BR-116 em Além Paraíba (MG).	161
Figura 7.27	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra LE-CM-12.	162
Figura 7.28	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra LE-CM-12.	163
Figura 7.29	Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra LE-CM-12.	163
Figura 7.30	Detalhe dos diversos grãos inerentes à amostra LE-CM-12. Idades concordantes paleoproterozóica (grãos #17 e #19) e neoproterozóica (grão #9).	164
Figura 7.31	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BAN-09.	172
Figura 7.32	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BAN-09.	173
Figura 7.33	Histograma para idades de zircão detrítico da amostra BAN-09, quartzito do Grupo Paraíba do Sul.	174
Figura 7.34	Ponto BP-SV-02 em Barra do Pirai (RJ).	177
Figura 7.35	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-SV-02.	178
Figura 7.36	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BP-SV-02, com algumas discórdias caracterizando as diferentes fontes.	179
Figura 7.37	Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) mais concordantes da amostra BP-SV-02.	180
Figura 7.38	Histograma para idades de zircão detrítico da amostra BP-SV-02, quartzito do Grupo Paraíba do Sul.	180
Figura 7.39	Histograma ilustrando a distribuição de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões detríticos dos quartzitos do Grupo Paraíba do Sul.	185
Figura 7.40	Ponto SA-129A em Sapucaia (RJ). Rocha amostrada no detalhe.	187
Figura 7.41	Detalhe do afloramento mostrando o contato da injeção félsica no gnaiss bandado do Complexo Quirino.	188
Figura 7.42	Detalhe do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra SA-129.	189
Figura 7.43	Detalhe do setor bandado migmatítico nas imediações do ponto CB-SV-01 em Bananal (SP).	191
Figura 7.44	Ponto CB-SV-01 em Bananal (SP). Rocha amostrada no detalhe.	192
Figura 7.45	Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra CB-SV-01.	193

Figura 7.46	Detalhe do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra CB-SV-01.	194
Figura 8.1	Compilação das idades U-Pb paleoproterozóicas obtidas, nesta tese e por Valladares (2006), para os ortognaisses do Complexo Quirino.	201
Figura 8.2	Compilação das idades U-Pb neoproterozóicas obtidas, nesta tese e por Valladares (2006), para os ortognaisses do Complexo Quirino e Granitóides.	202
Figura 8.3	Cartoon interpretativo para a evolução da Colagem Brasileira, (fonte: Trouw <i>et al.</i> 2000).	205
Figura 8.4	a) Mar do Japão, fragmento de crosta continental representado pelo Banco de Yamato, mapa e seções (anomalias geofísicas e seção esquemática); b) Seção esquemática comparativa com a possibilidade do Terreno Paraíba do Sul ter sido um fragmento continental similar ao banco de Yamato.	206
Figura 8.5	Cartoon esquemático mostrando a possibilidade de um evento de acreção do Terreno Paraíba do Sul com o Terreno Oriental, anterior à colisão com o Cráton de São Francisco, resultando em idades mais precoces de metamorfismo.	207

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Relação das amostras preparadas.	15
Tabela 3.1	Parâmetros analíticos utilizados no sistema (Simonetti <i>et al.</i> , 2005).	37
Tabela 4.1	Diferentes propostas de nomenclatura para o Orógeno Ribeira segundo diversos autores (modificado de Heilbron <i>et al.</i> , 2002).	48
Tabela 4.2	Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Heilbron <i>et al.</i> , 2004).	49
Tabela 6.1	Quadro comparativo entre as séries de alto-K e médio-K do Complexo Quirino. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm.	91
Tabela 6.2	Quadro de coeficientes de regressão para os elementos maiores e níveis de significância das rochas do Complexo Quirino.	102
Tabela 6.3	Quadro de coeficientes de regressão para os elementos traços e níveis de significância das rochas do Complexo Quirino.	102
Tabela 6.4	Razões entre elementos incompatíveis imóveis, caso 1: toda a população de amostras do Complexo Quirino.	111
Tabela 6.5	Razões entre elementos incompatíveis imóveis, caso 2: Série cálcio-alcalina de alto-K.	112
Tabela 6.6	Razões entre elementos incompatíveis imóveis, caso 3: Série cálcio-alcalina de médio-K.	113
Tabela 6.7	Relação dos diversos grupos caracterizados para o Complexo Quirino e suas respectivas amostras, com destaque para aquelas utilizadas em investigação geocronológica U/Pb.	124
Tabela 7.1	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra BP-IV-53.	132
Tabela 7.2	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra EC-II-2002-6.	138
Tabela 7.3	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra TR-MM-71A.	145
Tabela 7.4	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra PS-PM-66.	152
Tabela 7.5	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra BP-I-40.	159
Tabela 7.6	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino. Amostra LE-CM-12.	165
Tabela 7.7	Relação dos grupos do Complexo Quirino com base em dados litogeoquímicos e suas respectivas idades de cristalização U/Pb.	168
Tabela 7.8	Relação dos intervalos metamórficos registrados nas rochas do Complexo Quirino.	171
Tabela 7.9	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de quartzito do Grupo Paraíba do Sul. Amostra BAN-09.	175

Tabela 7.10	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de quartzito do Grupo Paraíba do Sul – Amostra BP-SV-02.	181
Tabela 7.11	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em granitóide. Amostra SA-129.	190
Tabela 7.12	Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de granitóide. Amostra CB-SV-01.	195
Tabela 7.13	Quadro geral das idades U-Pb em zircão para o Terreno Paraíba do Sul.	198
Tabela 8.1	Quadro comparativo entre os terrenos Paraíba do Sul, Embu, e Curitiba.	209
Tabela 8.2	Evolução geológica para o Terreno Paraíba do Sul proposta neste trabalho.	213

SUMÁRIO

1	APRESENTAÇÃO DA PESQUISA	2
1.1	Introdução	2
1.2	Justificativa do estudo	3
1.2.1	<u>Exposição do problema a ser abordado</u>	3
1.2.2	<u>Objetivos da pesquisa</u>	4
1.3	Localização da área de estudo	5
2	METODOLOGIA DE TRABALHO	9
2.1	Etapa 1 – Levantamento de dados e pesquisa bibliográfica	9
2.2	Etapa 2 – Abordagem petrográfica-petroológica e litogeoquímica	9
2.3	Etapa 3 - Investigação geocronológica U-Pb: coleta e preparação	11
2.3.1	<u>Coleta de amostras</u>	11
2.3.2	<u>Preparação de amostras</u>	14
2.4	Etapa 4 - Investigação geocronológica U-Pb: determinação das idades por LA-ICPMS em zircões	16
2.5	Etapa 5 – Integração dos dados e interpretação	16
3	REVISÃO CONCEITUAL E METODOLOGIA U-Pb POR LA-ICPMS	18
3.1	Séries de decaimento U, Th, Pb	18
3.2	A Concórdia	21
3.3	Parâmetros estatísticos, precisão, acurácia e incertezas analíticas	25
3.4	O uso do zircão	26
3.5	Principais técnicas	26
3.6	Aplicabilidade do U-Pb, LA-ICPMS	28
3.7	Datação LA-ICPMS	29
3.7.1	<u>O equipamento utilizado</u>	29
3.7.2	<u>Procedimento analítico</u>	32
4	CONTEXTO GEOTECTÔNICO	39
4.1	Contexto regional	39
4.2	Evolução tectônica	42
4.2.1	<u>Eventos relativos à porção central da Província Mantiqueira</u>	44
4.2.1.1	Sistema de orógenos Transamazônicos	44
4.2.1.2	Sistema de orógenos Brasileiros	44
4.3	O Orógeno Ribeira	48
4.3.1	<u>Terreno Ocidental</u>	50
4.3.1.1	Embasamento pré-1,8 Ga	51
4.3.1.2	Cobertura pós 1,8 Ga	53
4.3.1.3	Plutonitos Neoproterozóicos	55
4.3.2	<u>Terreno Paraíba do Sul</u>	55
4.3.2.1	Embasamento pré-1,8 Ga: o Complexo Quirino	55
4.3.2.2	Cobertura pós 1,8 Ga: o Grupo Paraíba do Sul	57
4.3.2.3	Plutonitos Neoproterozóicos	58
4.3.3	<u>Terreno Embu</u>	59
4.3.3.1	Embasamento pré-1,8 Ga	60
4.3.3.2	Cobertura pós 1,8 Ga	61

4.3.3.3	Plutonitos Neoproterozóicos	62
4.3.4	<u>Terreno Oriental</u>	63
4.3.4.1	Cobertura pós 1,8 Ga	64
4.3.4.2	Plutonitos Neoproterozóicos	65
4.3.5	<u>Terreno Cabo Frio</u>	66
4.3.5.1	Embasamento pré-1,8 Ga e cobertura pós-1,8 Ga	67
5	ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	71
5.1	Complexo Quirino	71
5.2	Grupo Paraíba do Sul	84
6	LITOGEOQUÍMICA	90
6.1	Tratamento dos dados litogeoquímicos	90
6.2	Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Quirino	90
6.2.1	<u>Características geoquímicas das séries alto-K e médio-K do Complexo Quirino.</u>	96
6.3	Geoquímica dos granitóides neoproterozóicos	97
6.4	Ambientes geotectônicos	98
6.5	Comparação com ambientes modernos	99
6.6	Avaliação petrogenética	101
6.6.1	<u>Abordagem com base em elementos maiores e traços</u>	101
6.6.2	<u>Abordagem com base em ETR</u>	110
6.6.2.1	Caso 1	111
6.6.2.2	Caso 2	112
6.6.2.3	Caso 3	113
6.6.3	<u>Identificação de grupos afins</u>	114
6.6.3.1	Série de alto-K	114
6.6.3.2	Série de médio-K	118
6.7	Conclusões	122
7	GEOCRONOLOGIA U-Pb	126
7.1	Introdução	126
7.2	Complexo Quirino	127
7.2.1	<u>Série alto-K</u>	127
7.2.1.1	Grupo 2 – Amostra BP-IV-53	127
7.2.1.2	Grupo 3 – Amostra EC-II-2002-6	134
7.2.1.3	Grupo 4 – Amostra TR-MM-71A	140
7.2.1.4	Grupo 5 – Amostra PS-PM-66	147
7.2.2	<u>Série médio-K</u>	154
7.2.2.1	Grupo 2 – Amostra BP-I-40	154
7.2.2.2	Grupo 3 – Amostra LE-CM-12	161
7.2.3	<u>Discussão dos resultados: geocronologia do Complexo Quirino</u>	167
7.2.3.1	Idades de cristalização e de herança	167
7.2.3.2	Eventos metamórficos	169
7.3	Grupo Paraíba do Sul	172
7.3.1	<u>Quartzitos</u>	172
7.3.1.1	Amostra BAN-09	172
7.3.1.2	Amostra BP-SV-02	177
7.3.2	<u>Discussão dos resultados: idades de proveniência da Bacia Paraíba do Sul</u>	184

7.4	Granitóides Neoproterozóicos	187
7.4.1	<u>Amostra SA-129A</u>	187
7.4.2	<u>Amostra CB-SV-01</u>	191
7.4.3	<u>Discussão dos Resultados: granitóides Neoproterozóicos</u>	196
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	200
8.1	Correlações regionais	200
8.1.1	<u>Correlações referentes ao metamorfismo regional</u>	202
8.1.2	<u>Correlações com o Terreno Embu e Curitiba</u>	207
8.2	Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul	210
8.2.1	<u>Do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico</u>	210
8.2.2	<u>Influência da Orogênese Brasileira no Terreno Paraíba do Sul</u>	211
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	214

ANEXO 1 – Tabela de coordenadas dos pontos amostrados.

ANEXO 2 – Procedimento de coloração de rocha para distinção de feldspatos.

ANEXO 3 – Petrografia das amostras utilizadas para geoquímica.

ANEXO 4 – Tabelas de composição química para as rochas amostradas do Complexo Quirino.

ANEXO 5 – Mapas de compartimentação tectônica do Segmento Central do Orógeno Ribeira com localização dos pontos amostrados e dados U-Pb obtidos.

ANEXO 6 – Tabela descritiva dos zircões e posição dos *spots*.

ANEXO 7 – Método de regressão

1 – APRESENTAÇÃO DA PESQUISA

1.1 - Introdução

Ainda que eventos possam ser cíclicos e repletos de sobreposições, como a história da tectônica global e evolução dos continentes, os registros, por menores que sejam, podem apresentar assinaturas em diferentes escalas pesquisadas conforme o “método *zoom*”, adotado por muitos geocientistas (Figura 1.1). Tais escalas podem envolver o uso de imagens orbitais, mapas e seções regionais, descrição de afloramentos rochosos, e análises em amostras de mão, lâminas petrográficas ou até de um grão de um determinado mineral.

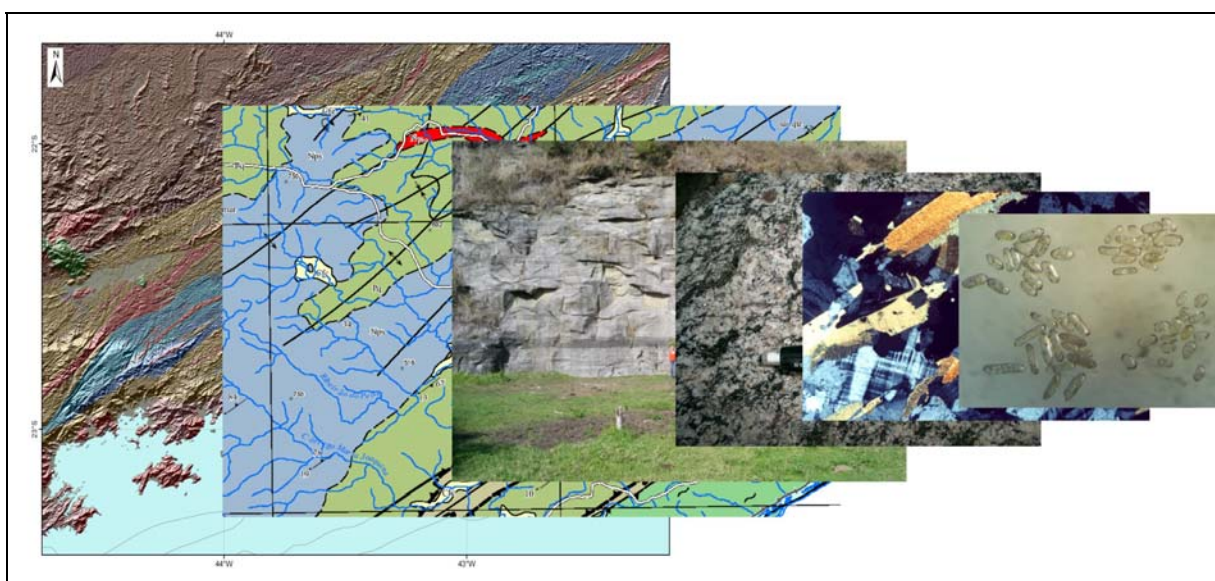


Figura 1.1 – Representação das diversas escalas estudadas segundo o “método *zoom*”.

Desta forma, esta tese de doutoramento desenvolvida através de diferentes escalas de investigação, colabora com o entendimento da evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul no contexto do Orógeno Ribeira. Para tanto, foram integrados dados pré-existentes na literatura com os novos dados obtidos na atual pesquisa, com ênfase em geoquímica e geocronologia U-Pb.

O tema é apresentado em caráter regional, conduzido por uma investigação geocronológica U-Pb (LA-ICPMS) de forma sistemática para o embasamento (Complexo Quirino), para a cobertura metassedimentar (Grupo Paraíba do Sul) e para granitóides neoproterozóicos.

1.2 - Justificativa do estudo

1.2.1 - Exposição do problema a ser abordado

As primeiras propostas litoestratigráficas para as rochas que compõem o segmento central do Orógeno Ribeira datam da década de 50 a partir dos trabalhos pioneiros de Rosier (1957) e Ebert (1955). Ao longo dos anos, com a evolução do conhecimento associado ao aperfeiçoamento das ferramentas de pesquisa, alguns modelos para a evolução deste setor foram apresentados, gerando diferentes denominações e terminologias que por vezes se sobrepõem.

Segundo Heilbron *et al.* (2005), os últimos 20 anos foram marcados por significativos avanços no conhecimento do Orógeno Ribeira na região correspondente ao estado do Rio de Janeiro e adjacências, tais como: a) reorganização litoestratigráfica com base na identificação de protólitos, que resultou na separação entre rochas do embasamento pré-1,8 Ga, cobertura metassedimentar neoproterozóica e granitóides brasileiros; b) identificação de distintos terrenos tectônicos, amalgamados na colagem brasileira, separados por zonas de cisalhamento; c) caracterização de um arco magmático (Rio Negro), com longa duração geológica (ca. 790 a 600 Ma); d) identificação dos diferentes episódios tectono-metamórficos e magmáticos do orógeno, com base em determinações geocronológicas U-Pb e Sm-Nd; e) reconhecimento de três distintas etapas orogênicas na evolução do orógeno (ca. 630 Ma, 580 Ma e 520 Ma); e f) proposta de evolução tectônica do orógeno.

Assim sendo, cinco principais terrenos tectônico-estratigráficos são reconhecidos (Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio) segundo Heilbron *et al.* (2004), limitados entre si por falhas de empurrão e submetidos a diversos estágios de metamorfismos em consequência da Orogenia Brasileira durante a amalgamação do supercontinente Gondwana. Tais eventos metamórficos sobrepuseram assinaturas de outros orógenos e ambientes tectônicos pretéritos indicando uma complexa evolução das rochas da região (ver capítulo 4).

A despeito destes importantes avanços, muitas questões continuam em aberto, dentre as quais se pode destacar a procedência do Terreno Paraíba do Sul, considerado como uma *klippe* por alguns autores. Situado na porção superior da “Megassinforme Paraíba do Sul” (Heilbron *et al.*, 1991), a *Klippe* ou Terreno Paraíba do Sul, segundo o atual modelo tectônico, poderia ser considerado como um

fragmento de outro continente (ou microcontinente) ou ainda um pedaço desmembrado do continente São Franciscano.

Mapeamentos geológicos de detalhe na região N-NE do estado do Rio de Janeiro caracterizaram o prolongamento de diversas unidades, inclusive as que compõem o Terreno Paraíba do Sul, para aquele setor. A extrapolação dessas unidades a partir de características petrográficas e relações de contato por centenas de quilômetros deve ser cuidadosa, considerando-se as variações texturais, o aumento do grau de metamorfismo e certa similaridade com rochas de outros domínios tectônicos. Além disso, a carência de dados geocronológicos publicados das rochas fonte e de deposição da Bacia Paraíba do Sul, juntamente com as reduzidas idades de precisão (U-Pb em zircão) obtidas para o seu embasamento (Complexo Quirino) em rochas amostradas numa região restrita deste terreno (Volta Redonda e Valença), justificam o estudo.

Nos últimos anos, várias foram as tentativas de se datar os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul (cobertura do terreno homônimo). Porém, a necessidade de se obter uma quantidade expressiva de grãos de zircão para uma avaliação estatística relacionada ao estudo de proveniência, segundo a metodologia LA-ICPMS, requeria a coleta de amostras em afloramentos de quartzitos, muito raros nesta unidade. Além disso, deve-se distinguir a ocorrência de *metacherts* de silicificação secundária, comuns no Terreno Paraíba do Sul, e de aspecto similar aos quartzitos detríticos investigados (Noronha, 1999), para que não ocorra erro durante a amostragem.

A proposta de uma investigação geocronológica regional sistemática para o Terreno Paraíba do Sul, associada às informações litogeoquímicas, pretende, além de apoiar outros critérios utilizados na delimitação das unidades tectono-estratigráficas mapeadas, gerar resultados que permitam inserir estas unidades no contexto do processo evolutivo do Orógeno Ribeira.

1.2.2 – Objetivos da pesquisa

No intuito de contribuir para o melhor entendimento da constituição, origem e evolução geológica das unidades que compõem o Terreno Paraíba do Sul, o presente trabalho se propõe a alcançar os seguintes objetivos específicos:

- Caracterização litogeoquímica dos ortognaisses do Complexo Quirino (embasamento do Terreno Paraíba do Sul), com identificação de possíveis suítes magmáticas cogenéticas;
- Determinação das idades U-Pb de cristalização e de herança preservadas nos zircões das diferentes suítes identificadas no Complexo Quirino;
- Identificação e caracterização de granitóides neoproterozóicos dentro do Terreno Paraíba do Sul
- Determinação das idades U-Pb dos diferentes eventos metamórficos registrados nos zircões analisados;
- Determinação de idades de deposição e fonte dos sedimentos da Bacia Paraíba do Sul;
- Comparação e correlação do Terreno Paraíba do Sul com os demais terrenos tectono-estratigráficos vizinhos;
- Complementação do modelo evolutivo do Terreno Paraíba do Sul no contexto geodinâmico do Orógeno Ribeira.

1.3 - Localização da área de estudo

A área pesquisada situa-se na região sudeste brasileira, em grande parte no estado do Rio de Janeiro, podendo ser enquadrada, aproximadamente, entre as coordenadas geográficas 21°30' a 23°00'S e 41°30' a 45°00'W (Figura 1.2). Essas coordenadas delimitam o Terreno Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2004), no segmento central do Orógeno Ribeira. Este terreno apresenta-se alongado, segundo a estrutura regional NE-SW do Orógeno Ribeira, tem cerca de 300 km de comprimento por 30 km de largura média, estendendo-se desde a porção SW do estado do Rio de Janeiro, próximo à divisa com o estado de São Paulo na Serra da Bocaina, até o limite fluminense e mineiro, a NE, ao longo do vale do rio Paraíba do Sul até a região da Zona da Mata Mineira.

Os principais acessos correspondem às rodovias federais e estaduais pavimentadas, que transpassam tanto transversal quanto longitudinalmente a área de estudo, bem como as diversas estradas vicinais não pavimentadas existentes na região (Figura 1.3). A partir do município do Rio de Janeiro, para se chegar à região NE da área, recomenda-se a BR-116 até Além Paraíba (MG); o acesso à porção central pode ser feito pela BR-040 até Três Rios (RJ), enquanto que a porção SW da

área pode ser percorrida pelas rodovias estaduais secundárias a partir da Via Dutra. A rodovia BR-393 (Rio-Bahia) atravessa longitudinalmente quase que toda a área pesquisada.

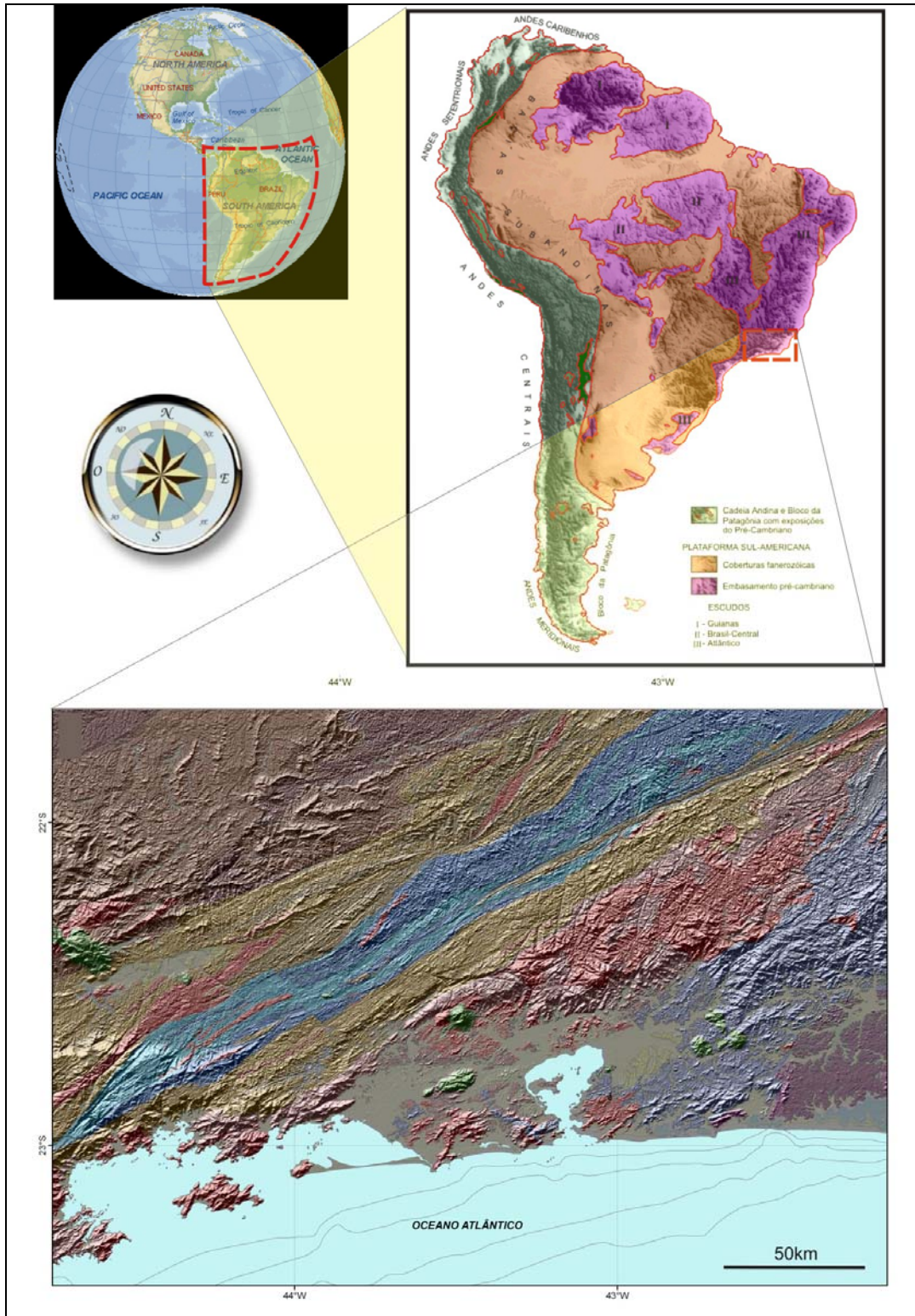


Figura 1.2 – Mapa de localização da área pesquisada no contexto da América do Sul. No detalhe maior, as cores correspondem às unidades tectono-estratigráficas de Heilbron *et al.* (2004), para legendas ver Anexo 5.

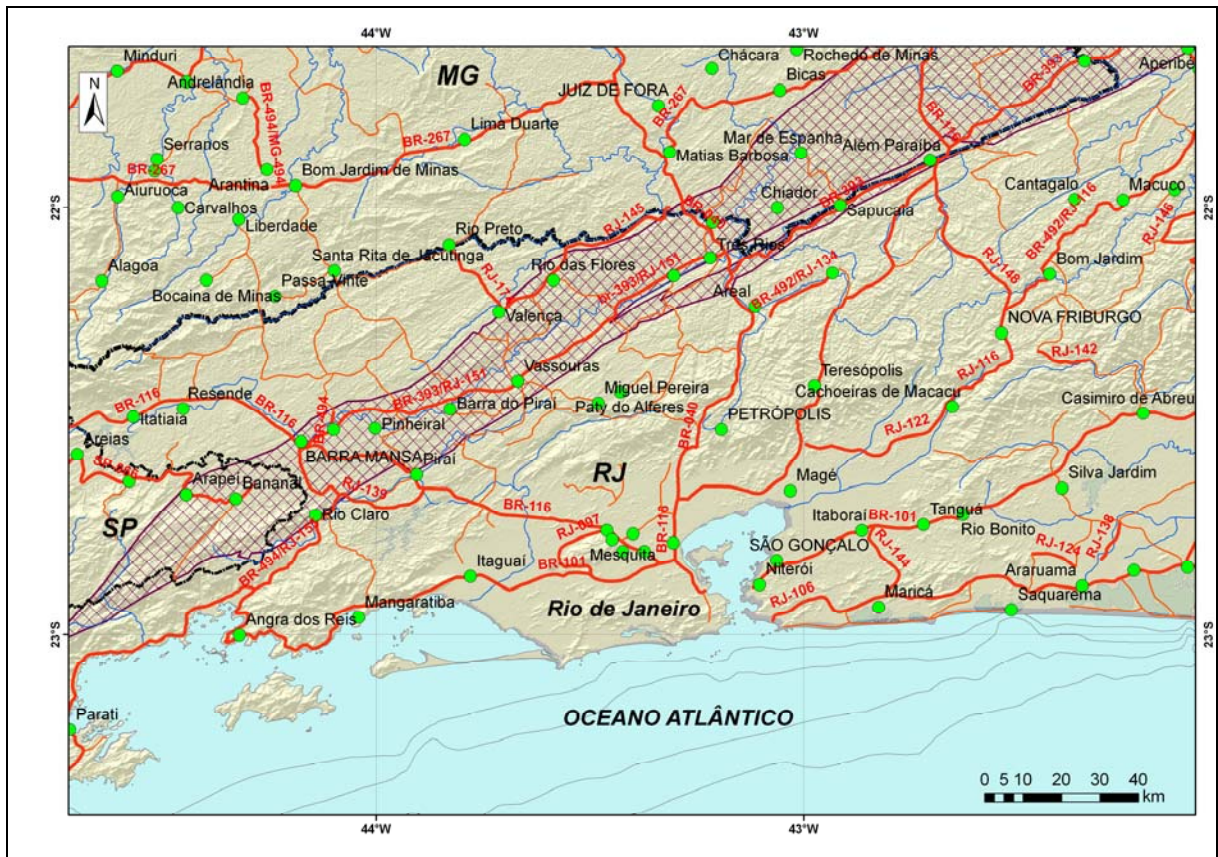


Figura 1.3 – Mapa de localização das principais vias de acesso (rodovias federais e estaduais em vermelho e estradas não pavimentadas em laranja) ao Terreno Paraíba do Sul (hachurado). As principais cidades estão representadas pelos pontos verdes.

2 – METODOLOGIA DE TRABALHO

Visto o caráter regional da área a ser investigada, optou-se, para o estudo geocronológico, pela metodologia U-Pb, LA-ICPMS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), aplicada de forma sistemática, nos seguintes conjuntos: 1) ortognaisses do Complexo Quirino; 2) quartzitos do conjunto metassedimentar do Grupo Paraíba do Sul; e 3) granitóides.

Embora forneça resultados de menor precisão se comparado à geocronologia convencional ID-TIMS (*Isotopic Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry*), considera-se a metodologia U-Pb, LA-ICPMS, como a mais adequada para elucidar as questões propostas, sendo ela também vantajosa pela simplicidade da preparação das amostras e reduzido custo e tempo de análise (ver capítulo 3).

Para alcançar os objetivos propostos, seguiu-se uma ordem de trabalho que incluiu ferramentas diversas associadas às seguintes etapas metodológicas:

2.1 - Etapa 1 – Levantamento de dados e pesquisa bibliográfica

Foi realizada uma pesquisa bibliográfica centrada nos temas de interesse da pesquisa, tais como: geologia regional, contexto geotectônico, geoquímica e geocronologia U-Pb por LA-ICPMS. Paralelamente, foi realizada uma compilação de diversos mapeamentos geológicos 1:50.000 na região pesquisada, realizados pelo grupo de pesquisa *Tektos/UERJ*. Tais mapeamentos foram executados ao longo dos últimos 20 anos, como parte das disciplinas de estágio de campo na graduação, monografias, trabalhos de iniciação científica, dissertações de mestrado e teses de doutorado, sempre supervisionados pelos professores do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica da Faculdade de Geologia (DGRG/FGEL). Além desta compilação, relatórios, lâminas petrográficas e amostras de rochas arquivadas na litoteca da FGEL/UERJ, também foram consultados nesta etapa de pesquisa. Como parte do levantamento de dados, também foram realizadas incursões ao campo no intuito de complementar as informações petrológicas e petrográficas, com estudos de afloramentos considerados relevantes, e sobre os quais não foi possível recuperar dados nos acervos pesquisados.

2.2 – Etapa 2 – Abordagem petrográfica-petroológica e litogeoquímica

Após a coleta de amostras complementares no campo e integração com os dados recuperados do acervo, foi realizada uma caracterização petrográfica-

petrológica das unidades estudadas, inclusive com o auxílio da metodologia de tingimento de feldspatos e seleção das amostras para análises litogeoquímicas dos ortognaisses do Complexo Quirino.

Basicamente, toda a região central e sudoeste do Terreno Paraíba do Sul apresentava dados litogeoquímicos disponíveis na literatura que puderam ser compilados. Assim, a seleção das amostras para as novas análises se concentrou na porção nordeste do terreno, correspondente à cartografia geológica da Folha Leopoldina 1:100.000 (Heilbron *et al.*, 2002).

A preparação das amostras foi realizada no LGPA/FGEL (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras/Faculdade de Geologia) de acordo com os seguintes procedimentos:

- 1) Serragem: feita por técnicos do LGPA, com o objetivo de dividir as amostras em partes com cerca de 9,0 cm³, de forma a excluir porções alteradas;
- 2) Britagem manual: etapa de cominuição de amostras à fração de grânulos;
- 3) Quarteamento: para a homogeneização da amostra britada manualmente;
- 4) Moagem: redução da amostra ao pó (200#) em moinho de bolas de carbeto de Tungstênio;
- 5) Pesagem: separação de 15 g de amostra para análises.

O material preparado foi encaminhado para os laboratórios da UNESP, com a colaboração do Prof. Marcos Aurélio F. de Oliveira, para que fossem realizadas as nove análises litogeoquímicas de ortognaisses do Complexo Quirino, por fusão e digestão total em ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para elementos traços, incluindo elementos terras raras. A perda ao fogo (PF), também foi medida para as mesmas nove amostras.

Os resultados litogeoquímicos obtidos para outras trinta amostras (Valladares *et al.*, 2002) foram utilizados neste trabalho. Tais amostras foram preparadas diretamente no *Activation Laboratories Ltd* – ACTLABS (Canadá), onde foram caracterizados os elementos maiores por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*), e os elementos traços incluindo os elementos terras raras por ICP-MS sempre em amostras previamente fundidas.

De posse dessas análises, as informações obtidas pelo tratamento dos dados litogeoquímicos somadas às revisões de lâminas petrográficas e trabalhos de

campo, resultaram na discriminação de possíveis suítes magmáticas, o que direcionou a escolha dos locais de amostragem para a investigação geocronológica.

Duas outras amostras, de granitóide neoproterozóico, foram analisadas nesta tese. Tais amostras foram processadas no ACTLABS (Canadá) segundo o mesmo procedimento realizado para as amostras do Complexo Quirino, fornecendo dados adicionais para esse tipo de litologia.

2.3 – Etapa 3 - Investigação geocronológica U-Pb: coleta e preparação

Esta etapa consistiu, além da coleta, no detalhamento e cadastro dos afloramentos visitados e toda a preparação das amostras até a confecção da montagem dos zircões a serem analisadas por LA-ICPMS (Figura 2.1).

2.3.1 – Coleta de amostras

A seleção dos litotipos amostrados para análise geocronológica se deu com base em dados petrológicos (abrangendo as possíveis suítes aqui sugeridas por estudos geoquímicos para o Complexo Quirino), e espacial (procurando abranger toda a área de ocorrência do Terreno Paraíba do Sul). Apenas dois afloramentos de quartzitos do Grupo Paraíba do Sul foram analisados dada a pouca ocorrência deste litotipo na área.

Para o estudo do conjunto paleoproterozóico, procurou-se coletar amostras menos deformadas e mais homogêneas em afloramentos menos intemperizados, evitando-se os migmatitos, anatéticos e com veios de injeção.

Dados geocronológicos inéditos obtidos por integrantes do grupo TEKOS/UERJ, utilizando a mesma metodologia em migmatitos do Complexo Quirino, registraram idades neoproterozóicas. Assim, alguns setores migmatizados do Complexo Quirino também foram amostrados, com vistas ao entendimento dos eventos metamórficos de alto grau, mais jovens, que podem ter produzido estes migmatitos.

Todos os pontos de amostragem foram descritos, fotografados e georreferenciados por coordenadas métricas UTM, com um GPS (*Global Position System*).

As amostras coletadas foram fragmentadas manualmente com marreta, no campo, obtendo-se volumes de aproximadamente 20 kg para os ortognaisses e

granitóides e 60 kg para os quartzitos. As amostras foram colocadas em sacos plásticos resistentes, com identificação feita por caneta de marca permanente.



Figura 2.1 – Fluxograma dos procedimentos laboratoriais de separação e preparação dos zircões adotados neste trabalho.

2.3.2 – Preparação das amostras

A preparação das amostras foi realizada no LGPA e no Laboratório de Petrografia da FGEL/UERJ e seguiu os seguintes procedimentos (Figura 2.1):

- 1) Britagem utilizando um britador de mandíbulas Renard-Modelo BM. 85x120”;
- 2) Moagem utilizando um moinho de disco BICO BRAUN Internacional, modelo UA-242-53;
- 3) Bateamento manual;
- 4) Retirada de minerais magnéticos utilizando um imã de mão;
- 5) Separação de frações magnéticas desejadas utilizando um separador isodinâmico *Frantz*;
- 6) Seleção manual de grãos de zircão sob lupa, montagem e polimento.

As amostras foram pulverizadas à fração entre 10 e 300 μ m. Após o processamento de cada amostra, o britador de mandíbulas e o moinho de discos eram desmontados e cuidadosamente limpos, com água, detergente, escova de aço e ar comprimido.

A primeira etapa de separação mineral se deu pelo bateamento do material processado em água corrente resultando nos chamados “concentrados de batéia” isolando-se assim as frações de grãos com maior densidade passando-se aos procedimentos de secagem natural na capela.

Após a separação dos minerais leves dos minerais pesados, o material foi submetido a separações magnéticas segundo a metodologia descrita em Machado *et al.* (1996b). A retirada da magnetita (fração ferromagnética), bem como possíveis partículas de metal das placas dos pulverizadores foi feita com o auxílio de um imã de mão comum, sem contato com a amostra. O restante do material com propriedades paramagnéticas (apresentam diferentes graus de magnetismo) e diamagnéticas (ausência de magnetismo), foi submetido a várias sessões do separador magnético *Frantz*. Assim sendo, o processamento da amostra no *Frantz* resultou na separação dos grãos em sucessivas frações de magnetismo decrescente, denominadas de F.I. (*Frantz* Inicial) ou F.F. (*Frantz* Final), de acordo com as combinações entre a inclinação da canaleta do *Frantz* e a variação da amperagem. As frações F.I. foram obtidas com inclinação de 10° na canaleta, na direção do usuário, e amperagens variando a 0,2A, 0,5A, 0,75A e 1,0A.

Posteriormente, procedeu-se à separação do F.F., isolando grãos de zircão com ligeiras diferenças de paramagnetismo, reduzindo-se a inclinação da canaleta a 5°, 3°, 1°, 0°, e -0,5°, com a máxima amperagem, separando-se, por fim, os zircões diamagnéticos.

Após o processamento de cada amostra no *Frantz*, procedimentos de limpeza envolvendo desmontagem e lavagem da canaleta e uso de ar comprimido foram adotados para evitar contaminação.

Todas as frações foram colocadas em pequenos frascos plásticos, identificados e encaminhados para a seleção manual dos grãos de zircão com pinça sob lupa binocular. Durante a seleção, procurou-se diversificar os tipos de grãos em relação à forma, tamanho, cor e susceptibilidade magnética, evitando os mais fraturados e com muitas inclusões. Apesar da prioridade dada à fração não atraível na seleção dos grãos, também foram selecionados grãos nas frações F.F. 5°, 3° e 1°.

Selecionados os zircões (Figura 2.2a), foram feitas as montagens dos grãos em resina epóxi de alta pureza (Figura 2.2b) utilizando-se um molde padronizado. Para os gnaisses e granitóides foram realizadas quatro montagens, contendo cada uma delas duas amostras com cerca de 50 grãos de zircão cada, enquanto que para os metassedimentos preparou-se uma montagem para cada amostra com cerca de 100 grãos cada (Tabela 2.1).

Montagem	Amostra	Localidade	Litotipo
Montagem 1	TR MM 71 A	Três Rios	Ortognaisses
	PS PM 66	Paraíba do Sul	
Montagem 2	LE CM 12	Leopoldina	
	BP IV 53	Barra do Pirai	
Montagem 3	EC II 2002 6	Leopoldina	Granitóides
	SA 129	Sapucaia	
Montagem 4	CB SV 01	Bananal	Ortognaisse
	BP I 40	Barra do Pirai	
Montagem 5	BAN 09	Bananal	Quartzito
Montagem 6	BP-SV-02	Barra do Pirai	

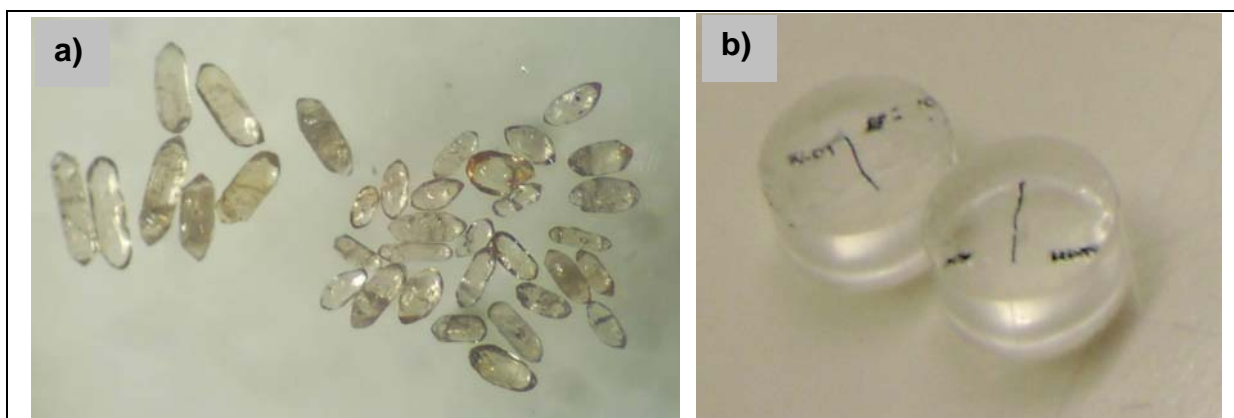


Figura 2.2 – a) Detalhe dos grãos de zircão antes da montagem (BP-I-40). Tamanhos e formas variadas; b) Montagem em resina epóxi. No caso, duas montagens contendo duas amostras de gnaisses cada e cerca de 50 grãos para cada amostra.

Todas as montagens passaram por um processo de polimento com lixas de diversas granulometrias no intuito de expor as superfícies dos grãos para a análise. Uma posterior limpeza foi necessária com a utilização de um emissor ultra-sônico acoplado a uma bandeja vibratória tendo sido as montagens imersas em água destilada para a eliminação de possíveis partículas contaminantes.

Depois de polidas e limpas, as montagens foram fotografadas com uma câmera digital acoplada a uma lupa binocular para facilitar a localização dos grãos a serem analisados.

2.4 – Etapa 4 - Investigação geocronológica U-Pb: determinação das idades por LA-ICPMS em zircões

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Geocronologia U-Pb do *Radiogenic Isotope Facility of the University of Alberta*, Canadá, supervisionado pelo Dr. Antonio Simonetti. Os zircões foram processados em um sistema de *laser ablation* acoplado a um espectrômetro de massa para a aquisição das idades. Após os cálculos e correções de erros, os resultados foram apresentados em diagramas de concórdia para os ortognaisses e granitóides brasileiros, e em histogramas para os quartzitos do Grupo Paraíba do Sul.

Detalhes do procedimento analítico realizado são apresentados no item 3.7 desta tese.

2.5 – Etapa 5 – Integração dos dados e interpretação

Concluídas as análises, os dados obtidos foram integrados àqueles compilados da literatura, para interpretação e elaboração do texto final da tese.

3 – REVISÃO CONCEITUAL E METODOLOGIA U-Pb POR LA-ICPMS

Este capítulo apresenta alguns conceitos básicos relacionados ao procedimento analítico adotado no Laboratório de Geocronologia U-Pb do *Radiogenic Isotope Facility of University of Alberta* (Canadá), bem como algumas informações sobre o equipamento utilizado.

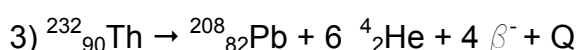
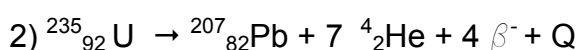
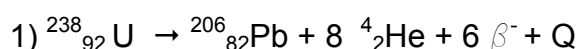
3.1- Séries de Decaimento U, Th, Pb

Para se interpretar as variações isotópicas de Pb, são necessários alguns conhecimentos das propriedades geoquímicas do U, Th e Pb, a fim de serem avaliados os diferentes esquemas de decaimentos dos “isótopos-pai” para os “isótopos-filho”.

O urânio ($Z = 92$) e tório ($Z = 90$) são membros da série dos actínídeos e possuem configurações eletrônicas similares, sendo íons tetravalentes com raios iônicos similares ($U^{+4} = 0,100$ nm e Th^{+4} raio iônico = 0,105 nm). Por estas características químicas tão semelhantes, os dois elementos podem se substituir mutuamente na estrutura cristalina de alguns minerais, o que explica suas afinidades geoquímicas.

As abundâncias de U e Th em meteoritos condríticos são 1×10^{-2} ppm e 4×10^{-4} ppm, respectivamente, o que pode ser um indicativo das baixíssimas abundâncias desses elementos na crosta e no manto da Terra. Nos processos de fusão parcial e cristalização fracionada de um magma, o U e o Th comportam-se preferencialmente de forma incompatível concentrando-se na fase líquida. Rochas ígneas de composição granítica são sempre mais enriquecidas nestes elementos do que aquelas de composição basáltica ou ultramáfica. Portanto, a diferenciação geoquímica do manto superior da Terra tem resultado na concentração de U e Th nas rochas de crosta continental.

O urânio possui três isótopos naturais: o ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U . Todos os três são radioativos. O tório existe, primariamente, como um isótopo radioativo, o ^{232}Th . As equações abaixo apresentam as relações de decaimento isotópico do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th para o ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente.



Onde, o Q = 47,4 MeV/átomo ($^{238}_{92}\text{U}$); 45,2 MeV/átomo ($^{235}_{92}\text{U}$); e 39,8 MeV/átomo ($^{232}_{90}\text{Th}$).

Na série de decaimento do ^{238}U para o ^{206}Pb ocorre o envolvimento de dezoito isótopos-filhos intermediários (Figura 3.1). O ^{235}U para ^{207}Pb implica na existência de quinze isótopos-filhos (Figura 3.2), e do ^{232}Th para o ^{208}Pb , de dez (Figura 3.3).

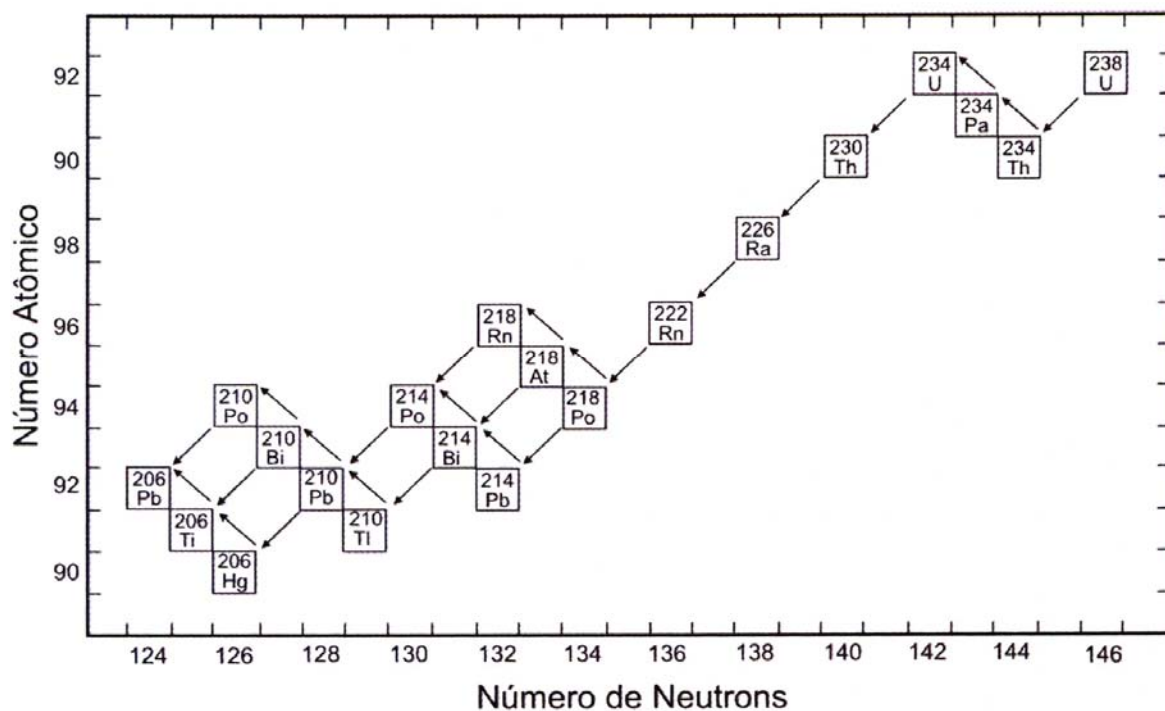


Figura 3.1 – Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{238}_{92}\text{U}$ para o $^{206}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).

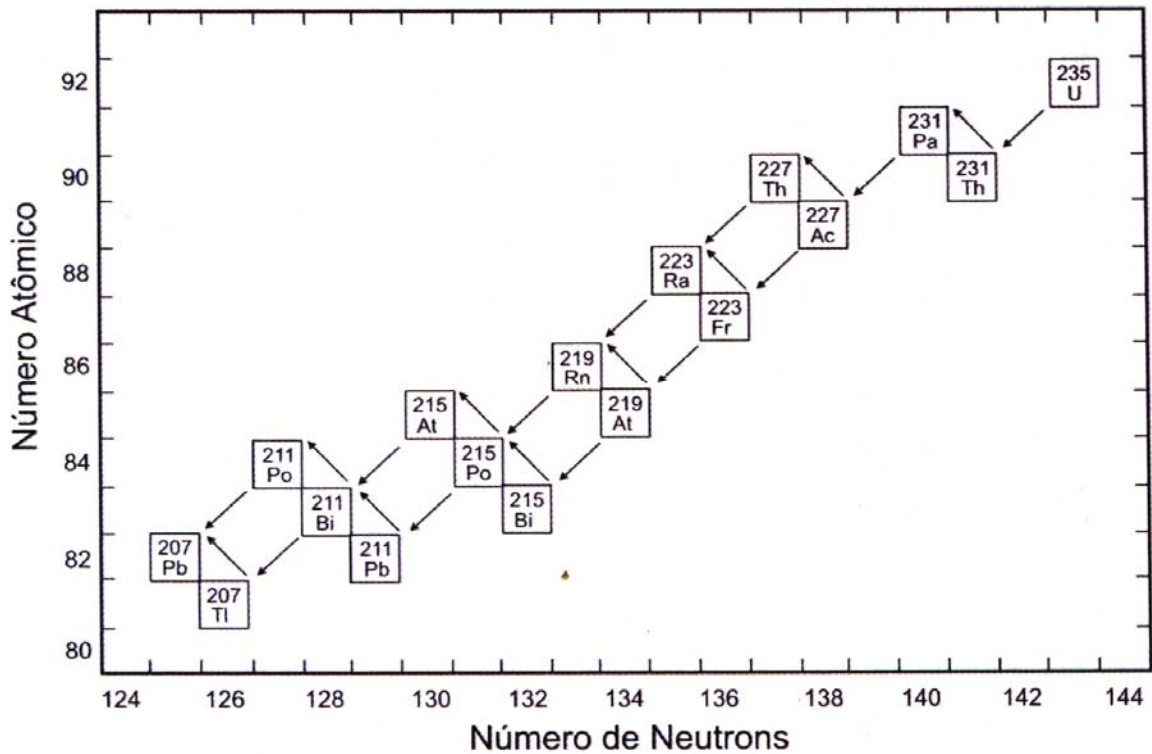


Figura 3.2 – Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{235}_{92}\text{U}$ para o $^{207}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).

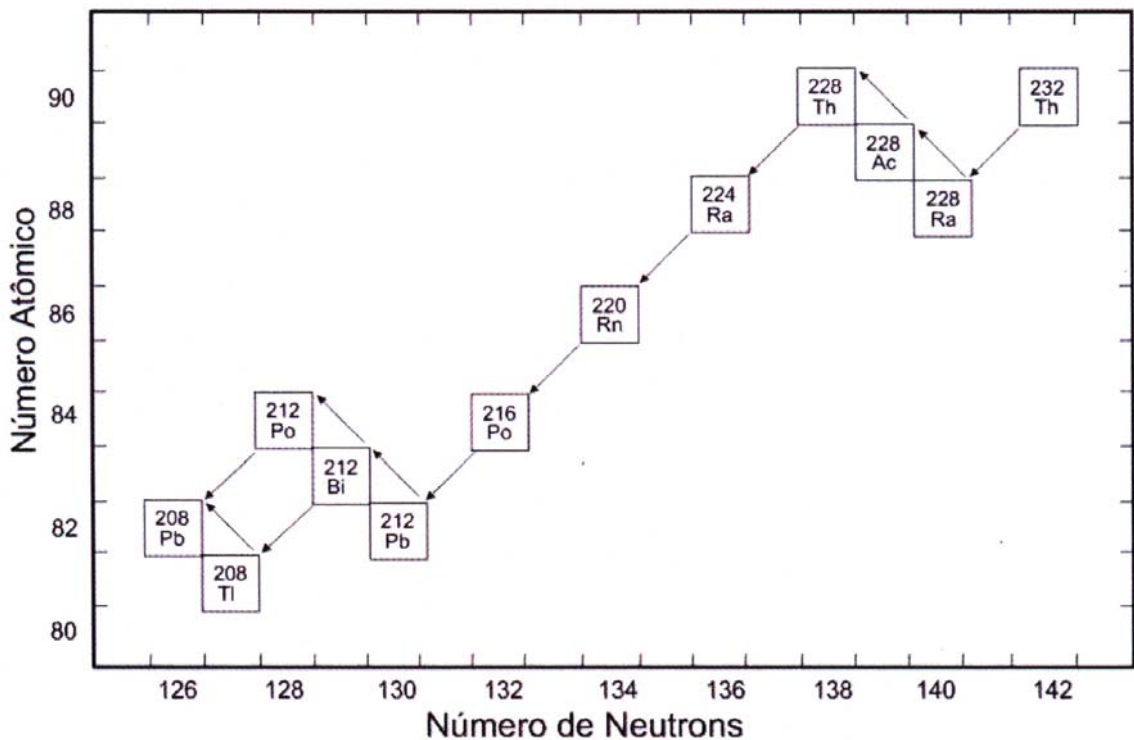


Figura 3.3 – Cadeia dos elementos-filhos provenientes do decaimento do $^{232}_{90}\text{Th}$ para o $^{208}_{82}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2005).

O Pb possui quatro ocorrências de isótopos naturais: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . Os três primeiros são produtos do decaimento do U (Figura 3.1 e 3.2) e Th

(Figura 3.3) e somente o ^{204}Pb não é radiogênico ou radioativo. Assim, a composição isotópica do Pb em minerais que contenham U e Th pode ser expressa pelas equações abaixo:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{atual}} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{inicial}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$\lambda_1 = 1,55125 \times 10^{-10}$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{atual}} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{inicial}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$\lambda_2 = 9,8485 \times 10^{-10}$$

Onde:

$\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ = constantes de decaimento do ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , respectivamente.

t = idade da rocha ou mineral

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{atual}} = \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{inicial}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1)$$

$$\lambda_3 = 4,9475 \times 10^{-11}$$

3.2 - A Concórdia

A geocronologia U-Pb está baseada no natural decaimento radioativo do ^{238}U e ^{235}U para os elementos estáveis ^{206}Pb e ^{207}Pb com meias-vidas de 4,468 e 0,704 bilhões de anos, respectivamente. Medidas de concentrações de U e Pb e composição isotópica de Pb de uma amostra revelam duas razões independentes: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Os dados são comumente expostos em um diagrama onde as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente (Wetherill, 1956). O conjunto de pontos que apresenta o mesmo valor para os eixos X e Y define uma curva, a Concórdia (Figura 3.4). A razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é representada, neste diagrama, pela inclinação da linha definida entre a origem e um ponto da concórdia (Figura 3.5).

Uma análise em uma amostra hipotética que resultasse em valores de razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ iguais, necessariamente apresentaria o mesmo valor para a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, sendo assim considerada “concordante” (Figura 3.4). Logo, o mineral analisado desta amostra representaria um sistema fechado, isto é, sem perdas ou ganhos de U ou Pb desde a cristalização.

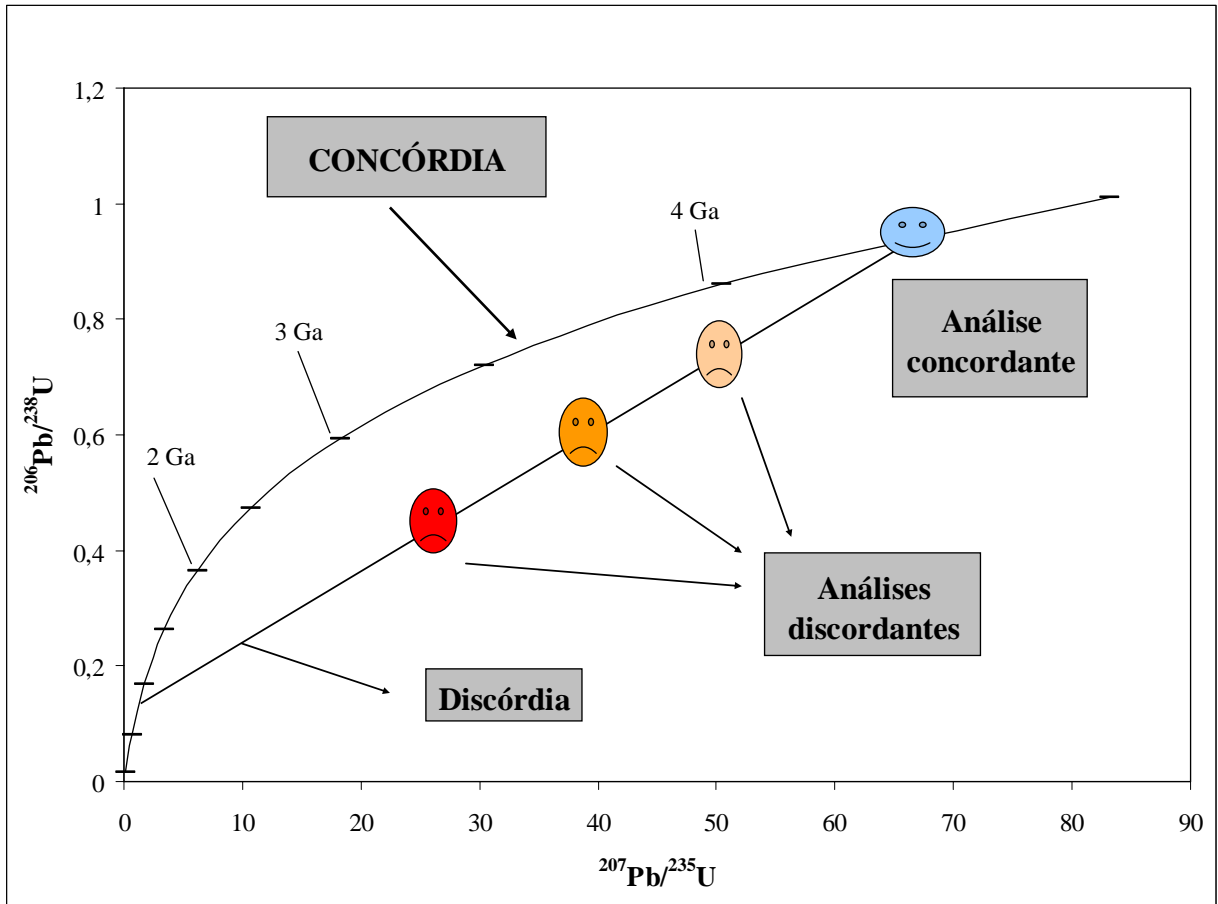


Figura 3.4 - Diagrama com a curva Concórdia (Machado, 2006, modificado de Wetherill, 1956).

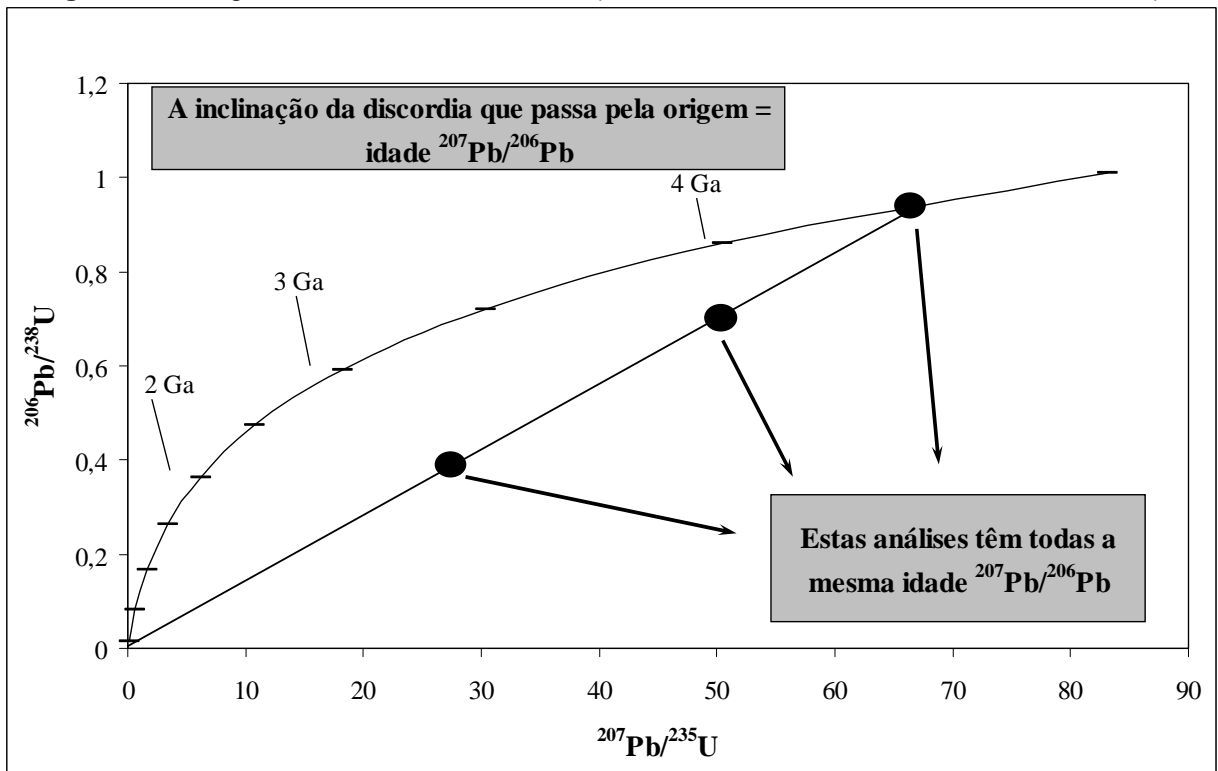


Figura 3.5 – Representação de análises de mesma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ao longo da discórdia (Machado, 2006).

Dependendo de suas características intrínsecas e história geológica, um mineral pode produzir idades U-Pb discordantes. O arranjo desses resultados analíticos em uma amostra de idade uniforme define uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a concórdia (Figura 3.4), nos casos mais simples, em dois pontos que correspondem aos interceptos superior e inferior, e assinalam as idades de geração e do distúrbio. Logo, em contraste com os demais métodos de datação, é possível se obter informações ainda que as amostras selecionadas representem sistemas abertos.

Dentre os exemplos de aplicabilidade do diagrama da Concórdia para diferentes tipos de rocha, podemos citar (numa abordagem simples) três tipos: a) rochas ígneas (Figura 3.6) – idade de cristalização e herança (minerais mais antigos que as rochas que as contêm); b) rochas metamórficas (Figura 3.7) – idade(s) do metamorfismo e idade(s) do precursor; e c) rochas sedimentares (Figura 3.8) – idade das rochas fontes e idade máxima de deposição.

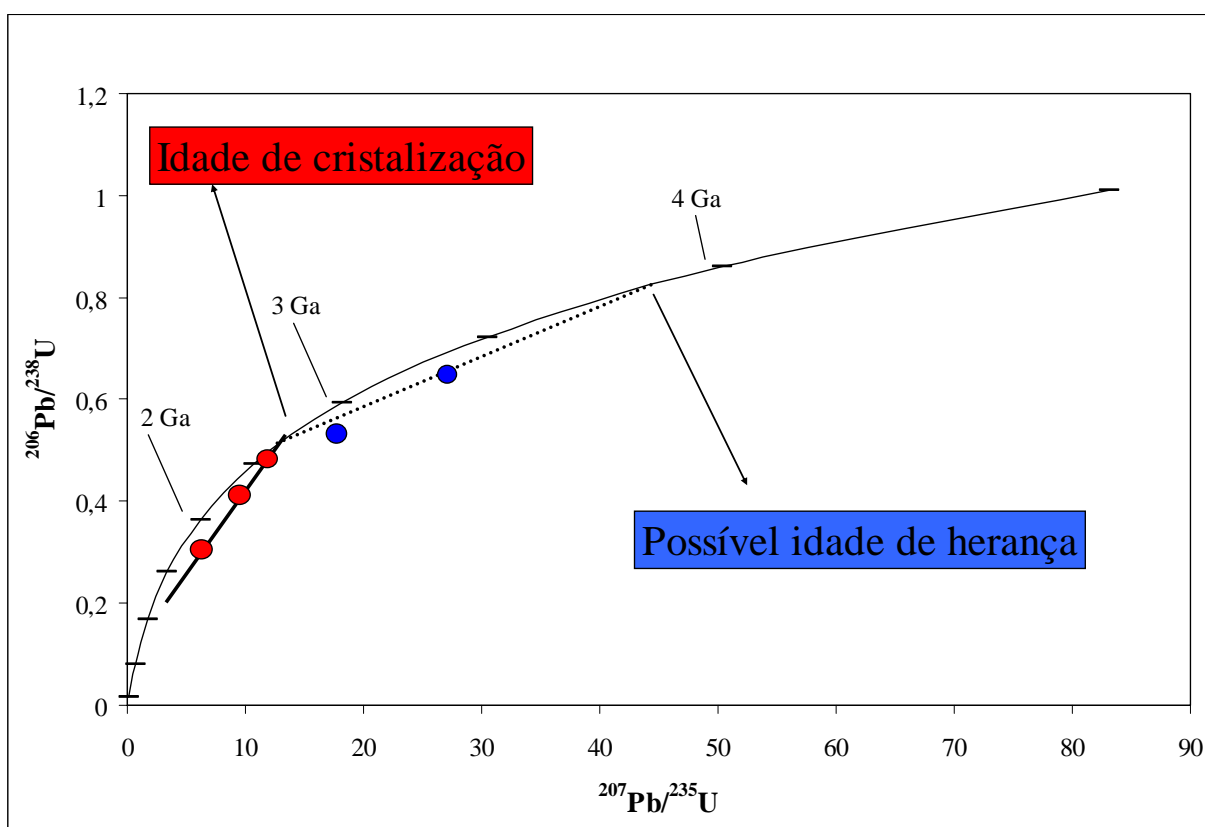


Figura 3.6 – Representação de idades de cristalização e herança de uma determinada rocha ígnea em diagrama de concórdia (Machado, 2006).

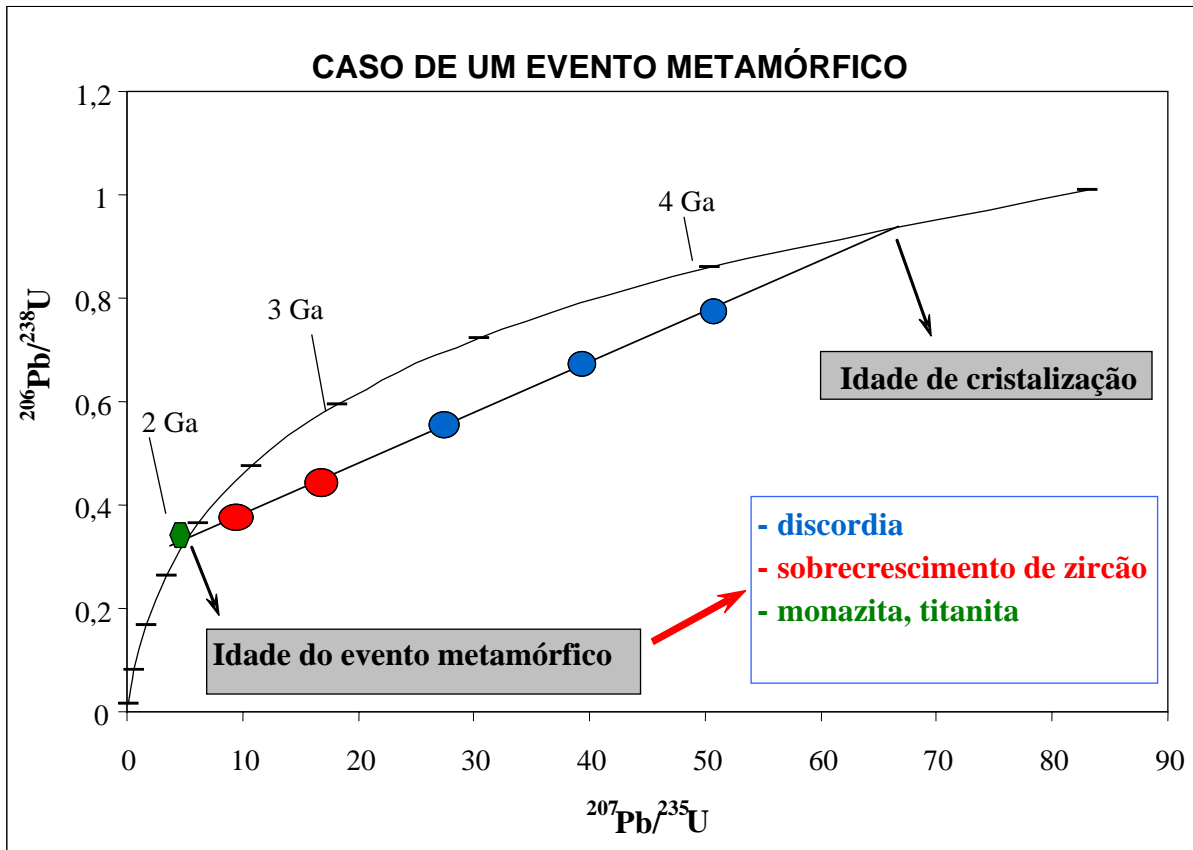


Figura 3.7 – Representação de idades de cristalização e metamorfismo de uma determinada rocha metamórfica em diagrama de concórdia (Machado, 2006).

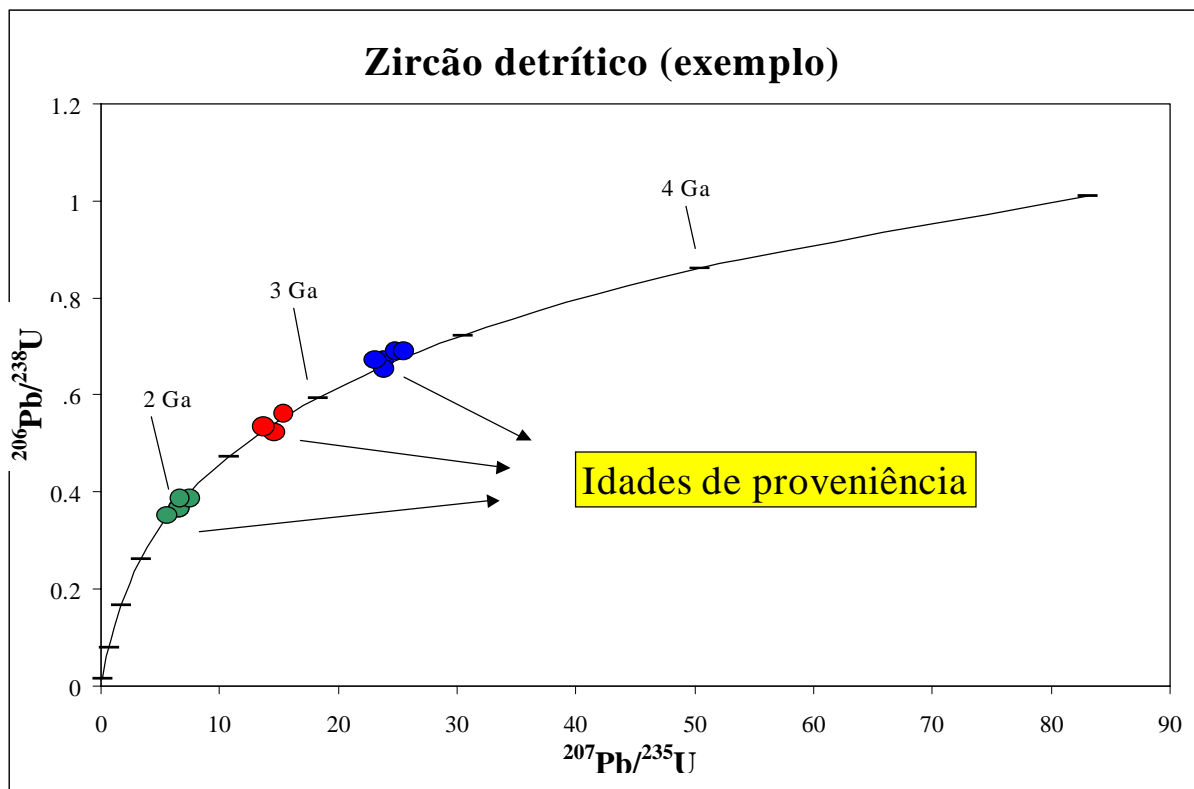


Figura 3.8 – Representação de idades de proveniência para uma determinada rocha sedimentar em diagrama de concórdia (Machado, 2006).

3.3 – Parâmetros estatísticos, precisão, acurácia e incertezas analíticas

O parâmetro estatístico MSWD (*Mean Squares of the Weighted Deviated*) permite caracterizar a consistência analítica em qualquer sistemática que utilize tratamento de regressão isocrônica e razões iniciais. O MSWD é a soma dos quadrados da dispersão de cada ponto analítico, dividido pelo grau de liberdade (número de razões – 2), e reflete o grau de probabilidade de um grupo de idades fazer ou não parte de uma população.

Em uma situação ideal, um conjunto de análises de uma mesma amostra deveria ter o MSWD com valor menor ou igual ao erro analítico, para apresentar coerência geológica. Entretanto, considera-se como alto grau de confiabilidade em dados que representam uma concórdia, aqueles que apresentam MSWD próximo a 1, tolerando-se até 2,5 (Silva, 2006). Valores superiores a 2,5 devem ser encarados com cautela, levando-se em conta todas as informações adquiridas no ponto amostrado.

Segundo Silva (2006), em alguns trabalhos, as terminologias “precisão” e “acurácia” são confundidas ou citadas de forma errônea, mas apresentam significados distintos: precisão é a medida da incerteza analítica na determinação da composição média (idade) e refere-se à qualidade de várias análises individuais agrupadas; acurácia é a medida da proximidade desta composição.

Obter análises precisas demanda a correção de uma série de incertezas analíticas próprias de cada técnica, equipamento e amostra. Estas incertezas são função do somatório de vários erros que dependem do número de análises, da calibração do equipamento, da “qualidade” do cristal, grau de concordância das razões medidas, dentre outros critérios.

O erro analítico é estatisticamente indicado pelo desvio-padrão (σ). Em análises individuais, a precisão das razões isotópicas é reportada e plotada na concórdia como erro padrão da média ao nível de 1σ , correspondendo ao intervalo de confiabilidade de 68%. Análises agrupadas (que fornecem a idade aparente do evento) são cotadas e plotadas no nível de 95% de confiabilidade (2σ) (Stern, 1997; Williams, 1998).

3.4 - O uso do zircão

O mineral mais comumente usado na datação de rochas pelo sistema U-Pb é o zircão ($ZrSiO_4$) devido ao U incorporado em sua estrutura cristalina em substituição ao Zr, podendo ainda ser incorporado muito pouco ou quase nenhum Pb durante a fase de cristalização. A alta temperatura de bloqueio a ± 800 °C (Heaman & Parrish, 1991), aliada à propriedade de preservação do sistema isotópico U-Th-Pb fechado por domínios, permite a discriminação dos eventos mais velhos dos mais novos, mesmo sob estágios avançados de fusão parcial ou metamorfismo de alta pressão e temperatura.

A facilidade de se trabalhar com o zircão, decorre também de sua ampla distribuição na maior parte das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, conferindo a este mineral uma grande vantagem em relação a outros que contêm U. Dentre os minerais com alta razão U/Pb primário (não contendo “Pb comum”) usados na geocronologia U-Pb destacam-se a monazita, titanita, allanita, xenotímio, badeleíta e perovskita (Figura 3.9).

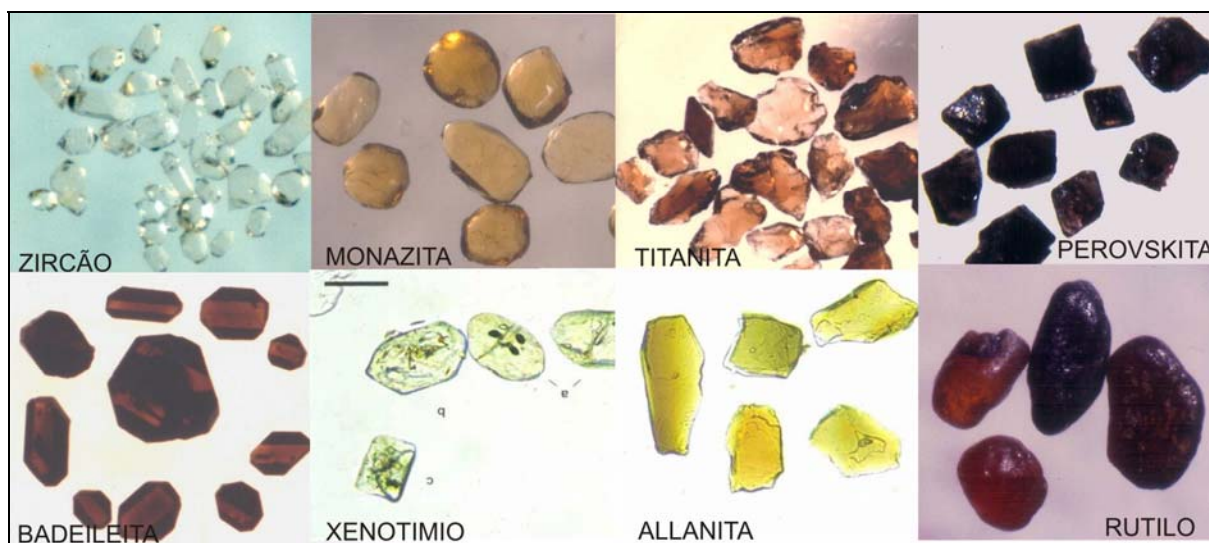


Figura 3.9 – Alguns minerais úteis que incorporam urânio (Machado, 2006).

3.5- Principais técnicas

A partir da década de 80, a geocronologia entrou numa fase de incorporação de importantes avanços tecnológicos, como resultado de mais de três décadas de miniaturização de procedimentos químicos e outros refinamentos metodológicos (Krogh 1973, 1982a,b; Parrish 1987; Parrish & Krogh, 1987). Na sistemática ID-TIMS, baseada em diluição isotópica, foram introduzidas técnicas inovadoras na preparação de amostras, como a abrasão a ar de cristais para remover a superfície

externa que, em geral, apresenta maior perda de Pb, permitindo assim um incremento da concordância analítica. Com isso, tornou-se possível a obtenção de análises de zircões com erros na ordem de 0,1%. Além disso, a redução acentuada dos brancos analíticos permitiu a obtenção de análises mais precisas em cristais individuais ou mesmo em parte de grãos (Krogh, 1982).

Nessa mesma época, verificou-se o amadurecimento de novas tecnologias analíticas em espectrômetros de massa de ionização secundária. Esse avanço decorreu das altas performances e produtividade das microsondas iônicas de grande porte com alta sensibilidade e resolução de massas e espacial (*SHRIMP – Sensitive High Resolution Ion Mass Spectrometry*). O SHRIMP apresentou relativo sucesso, uma vez que se pode utilizar cristais com evidências de diversas fases de crescimento sobrepostas em escala submicrométrica, com o apoio de imagens de catodoluminescência (CL) e elétrons retroespalhados (BSE) (Figura 3.10).

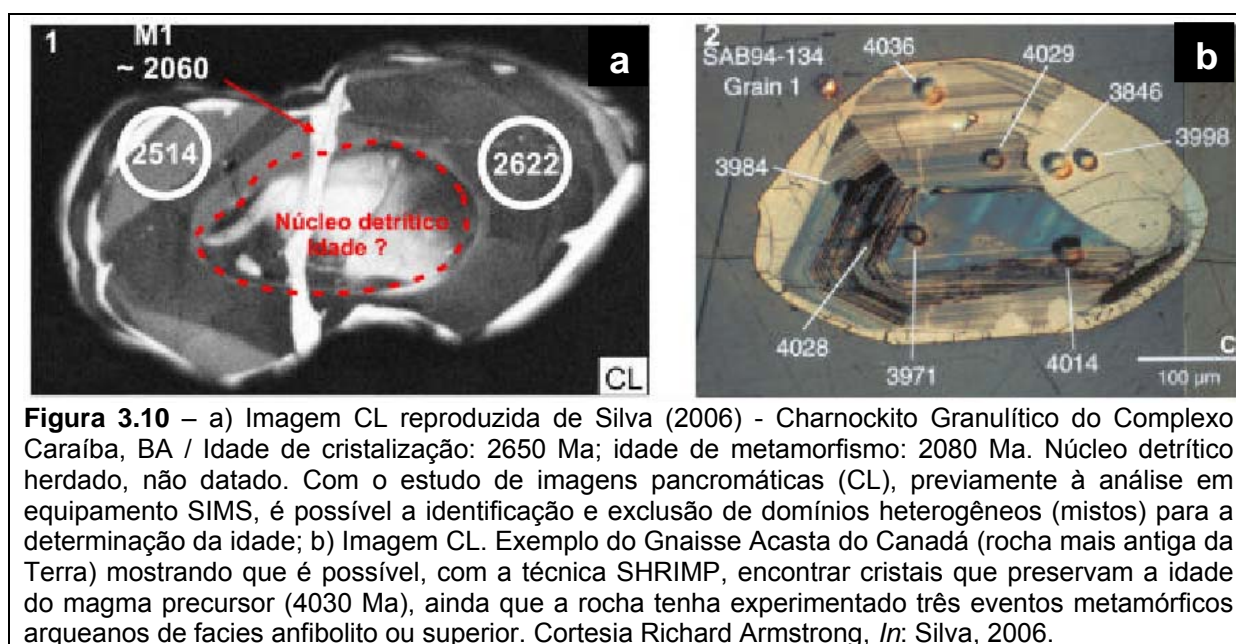


Figura 3.10 – a) Imagem CL reproduzida de Silva (2006) - Charnockito Granulítico do Complexo Caraíba, BA / Idade de cristalização: 2650 Ma; idade de metamorfismo: 2080 Ma. Núcleo detritico herdado, não datado. Com o estudo de imagens pancromáticas (CL), previamente à análise em equipamento SIMS, é possível a identificação e exclusão de domínios heterogêneos (mistos) para a determinação da idade; b) Imagem CL. Exemplo do Gnaiss Acasta do Canadá (rocha mais antiga da Terra) mostrando que é possível, com a técnica SHRIMP, encontrar cristais que preservam a idade do magma precursor (4030 Ma), ainda que a rocha tenha experimentado três eventos metamórficos arqueanos de facies anfíbolito ou superior. Cortesia Richard Armstrong, *In*: Silva, 2006.

Atualmente, a técnica ID-TIMS, referida como “convencional”, continua sendo insuperável em estudos geocronológicos de alta precisão, com erros na ordem de 0,1%. Porém, a sistemática exige laboratórios ultra-limpos, procedimentos lentos (uma datação por semana), total dissolução da amostra, baixa resolução espacial e baixa acurácia geológica em domínios heterogêneos, e impossibilidade de obtenção rotineira de idades em populações múltiplas (sedimentos).

O *Laser Ablation*, da mesma forma que outras técnicas SIMS, beneficiou-se dos avanços instrumentais proporcionados pela massificação sistemática SHRIMP.

O *Laser Ablation* baseia-se na análise iônica a partir da extração direta dos íons da superfície da amostra, gerando um feixe iônico secundário, para posterior leitura no espectrômetro de massa.

O *Laser* é um equipamento acessório ao ICP-MS, permitindo, em tese, que qualquer sólido seja analisado de forma direta sem passar por processo de dissolução úmida. Acoplado a um microscópio petrográfico, permite a escolha precisa do domínio pontual restrito a ser analisado. Além disso, pode-se analisar uma pequena região da amostra passível de receber *spots* de *laser* de até 20 μm .

Assim como no SHRIMP, trata-se de uma técnica de alta resolução espacial, permitindo a datação de cristais com morfologias complexas e podendo tirar vantagens da escolha dos pontos e domínios para datação a partir de imagens CL e BSE (Figura 3.10). Apresenta, como principal vantagem comparativa, o curto intervalo de tempo analítico, que tem a duração aproximada de 2 minutos (enquanto SHRIMP leva 15 a 17 minutos), resultando em análises a custos muito menores. Assim, para estudos de proveniência em sedimentos, determinação de limites de idades em bacias de rochas sedimentares e metassedimentares, o desempenho do ICP-MS é muito mais eficiente.

Os atuais equipamentos multicoletores, que determinam as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, já permitem a obtenção de idades agrupadas com precisão de 0,3% a 3%, contra 0,2% a 1,5% do SHRIMP. Por apresentarem desvios-padrões maiores, um maior número de análises seria necessário para se obter um erro similar ao do SHRIMP.

3.6 – Aplicabilidade do U-Pb, LA-ICPMS

Como visto anteriormente, apesar da menor precisão e acurácia, as vantagens da técnica LA-ICPMS se resumem na simplicidade da preparação da amostra, alta resolução espacial (20 a 100 μm), rapidez na análise (cerca de 80 a 100 *spots*/dia), e baixo custo, se comparado a outros procedimentos analíticos. Deve ser preferida para:

- 1) apoio à cartografia em terrenos ou regiões totalmente desprovidas de análises geocronológicas prévias, ou com análises apenas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar;

- 2) apoio à cartografia em terrenos policíclicos e/ou polifásicos, na impossibilidade de obtenção de análises SHRIMP;
- 3) apoio à cartografia em terrenos de qualquer natureza em projetos de orçamento restrito;
- 4) projetos de *follow up* de anomalias geofísicas e/ou geoquímicas, dentre outros;
- 5) projetos de reconhecimento em áreas inexploradas, para pronta identificação de rochas magmáticas desprovidas de herança isotópica, possibilitando futuro detalhamento pela técnica ID-TIMS;
- 6) projetos relacionados a estudos de proveniência, limites de idades em bacias sedimentares e metassedimentares, e idades de diagênese e deposição.

A metodologia U-Pb por LA-ICPMS, foi considerada ideal para a investigação geocronológica do Terreno Paraíba do Sul, devido à pouca informação geocronológica, considerando o caráter regional deste terreno, e à necessidade de estudos de proveniência aplicados às unidades metassedimentares.

3.7 – Datação por LA-ICP-MS

O procedimento e os parâmetros analíticos utilizados foram testados e descritos por Simonetti *et al.*, (2005). Informações mais detalhadas dos instrumentos utilizados podem ser pesquisadas pelo website do fabricante: <http://www.nu-ins.com/products.html>.

3.7.1 - O equipamento utilizado

Os dados são obtidos utilizando o sistema Nu Plasma MC-ICP-MS (*Nu Instruments, UK*) acoplado a um Nd:YAG *Laser Ablation System – UP213 (New Wave Research, USA)* (Figura 3.11), e a um sistema nebulizador (DSN-100) que elimina partículas condensadas e permite introdução de gás adicional ao sistema. O sistema multicoletor é dotado de doze detectores *Faraday* e três contadores iônicos (Figura 3.12).

A configuração do coletor permite a aquisição simultânea de sinais iônicos variáveis entre as massas ^{238}U e ^{203}Tl , de vital importância à determinação de idades U-Pb acuradas e precisas. Sinais ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb e ^{204}Hg são medidos nos contadores iônicos, enquanto isótopos U e Tl são obtidos nos coletores *Faraday*.

Os contadores iônicos consistem de um discreto dinodo onde os sinais dos íons são direcionados para o multiplicador de elétrons através de pequenos

defletores (Figura 3.13). Este sistema oferece um simples mas efetivo meio de proteção para os contadores iônicos dos excessivos feixes ($>10^7$ cps) que incidiam no dispositivo.

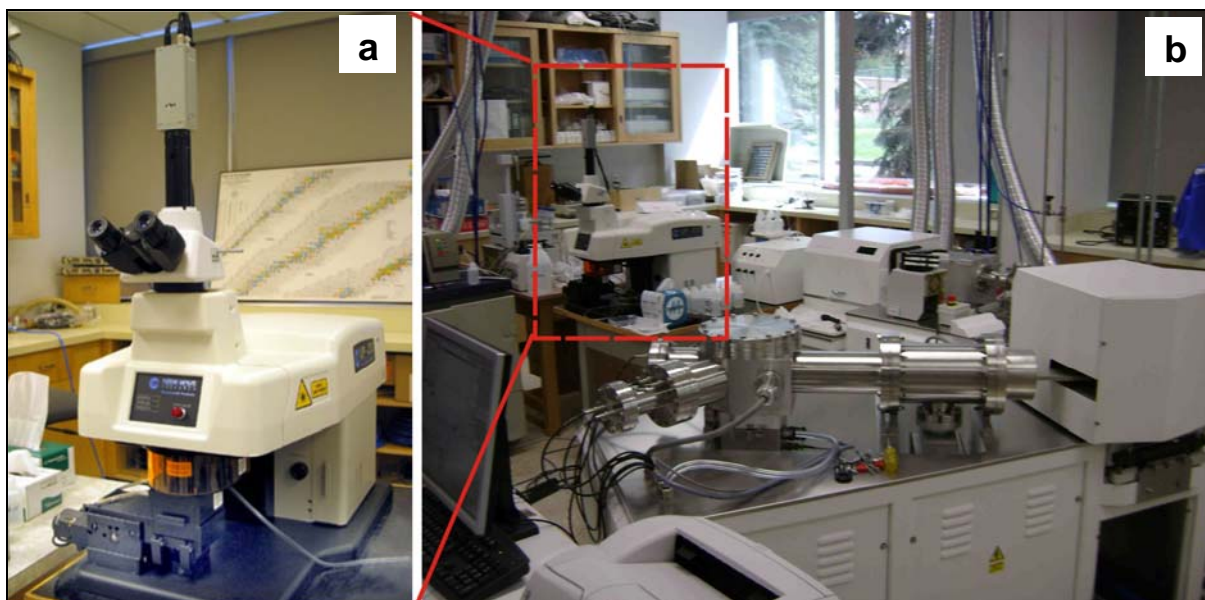


Figura 3.11 – a) *Laser Ablation System UP213* (no detalhe); b) *Laser Ablation System* acoplado ao espectrômetro de massa com os multicoletores de íons (fotos tiradas pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*).

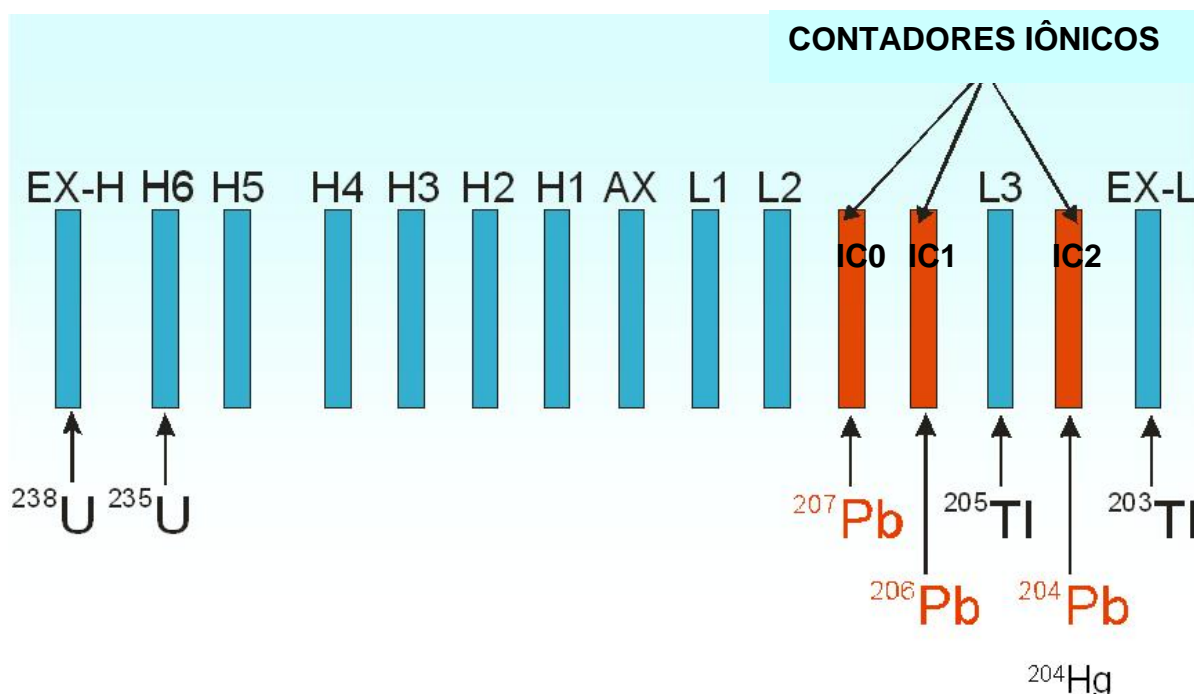


Figura 3.12 – Configuração do bloco coletor U-Pb com os doze coletores *Faraday* (em azul) e os três contadores iônicos (em vermelho), por Simonetti (2007).

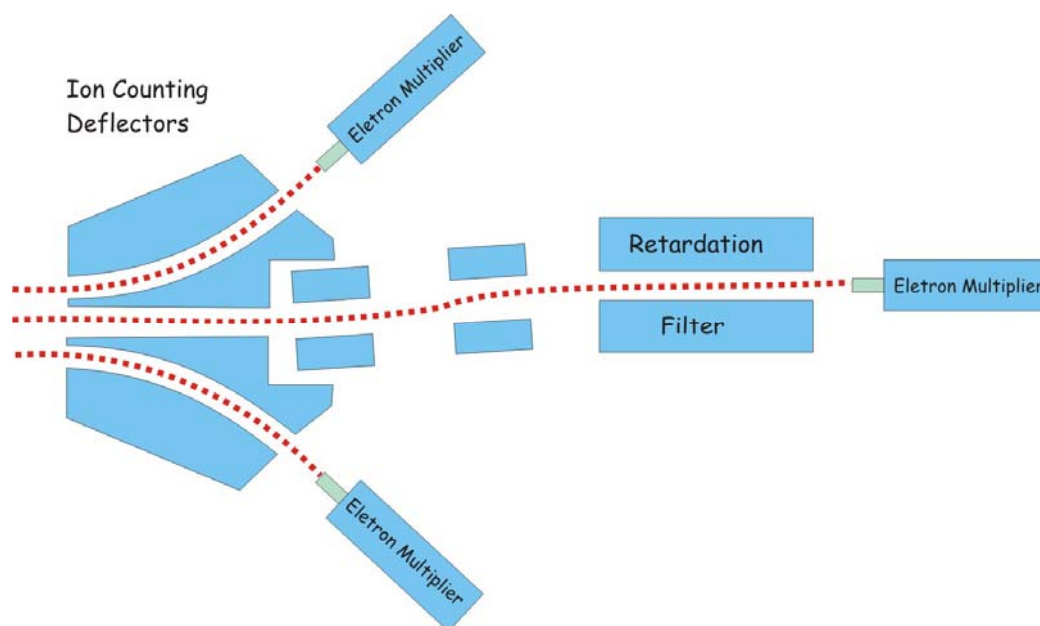


Figura 3.13 - Esquema do defletor de íons direcionando os elétrons para os três contadores passíveis de registrarem massas muito pequenas de ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb (+ ^{204}Hg). (fonte: http://research.eas.ualberta.ca/rif/mc_icp_ms.html).

Cocherie & Robert (2008) apresentam uma revisão dos recentes avanços na metodologia LA-ICPMS. Segundo estes autores, os estudos pioneiros (Feng *et al.*, 1993; Frier *et al.*, 1993) traziam apenas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ devido ao fracionamento do Pb para o U/Pb, e um largo *spot* era usado para obter uma precisão satisfatória necessitando grãos maiores que cerca de 80 μm . Técnicas de focagem do *laser* foram desenvolvidas no intuito de minimizar o fracionamento U/Pb (Hirata & Nesbitt, 1995; Li *et al.*, 2001), porém uma correlação negativa entre o diâmetro da cratera e o fracionamento U/Pb foi mostrada por Horn *et al.* (2000).

O progressivo desenvolvimento dos *lasers* foi fundamental na redução dos fracionamentos, significativo fator na reprodutibilidade das razões U/Pb. A frequência quintuplicada do *laser* Nd:YAG a 213 nm (Jeffries *et al.*, 1998) potencializou a diminuição do tamanho dos *spots* juntamente com a redução do fracionamento mencionado. Entretanto, a carência de sensibilidade dos coletores *Faraday*, continuava exigindo uma quantidade maior de material sob ablação, influenciando a relação diâmetro/profundidade do *spot* gerado.

Os últimos desenvolvimentos desta metodologia estão associados ao uso do instrumento Nu Plasma incluindo os três contadores iônicos e doze coletores *Faraday* citados anteriormente (Simonetti *et al.*, 2005). A sensibilidade desses contadores iônicos permitiu: a leitura das medidas de baixos sinais iônicos de Pb (equivalente a 1 mV), a condução da ablação usando baixa energia de saída (~2

J/cm²), e a redução dos tamanhos dos *spots* (40 µm de largura e 15 µm de profundidade, Figura 3.14) favorecendo análise de cristais com padrões de zoneamentos (alta resolução espacial). Simonetti *et al.* (2005) indicaram, ainda, que a (2σ) reprodutibilidade do protocolo analítico testado estaria acima de 1% e 3% para valores ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²³⁸U, respectivamente.

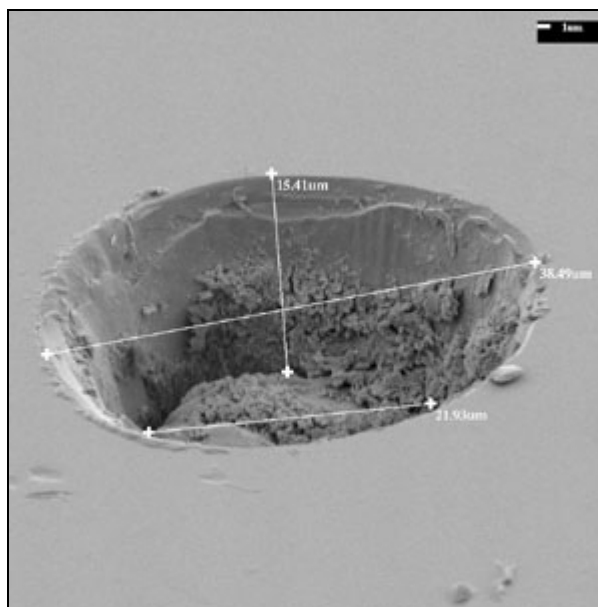


Figura 3.14 - Detalhe do *spot* gerado (40 µm de largura e 15 µm de profundidade) pela metodologia desenvolvida na Universidade de Alberta e descrita por Simonetti *et al.*, 2005 (fonte: http://research.eas.ualberta.ca/rif/mc_icp_ms.html).

3.7.2 - Procedimento analítico

A seguir será apresentado o procedimento analítico utilizado durante a aquisição das análises no Laboratório de Geocronologia do *Radiogenic Isotope Facility of University of Alberta, Canadá*.

Primeiramente, o fator do contador *Faraday-ion* é determinado usando uma mistura 0,2 ppb de solução padrão de Pb e Tl. A calibração do *Faraday*-multiplicador é calculada usando duas seqüências de aquisição, onde o ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (= 0,914585¹²) é medido na combinação IC1 (contador iônico #1) – L3 (*Faraday*), enquanto que as calibrações IC0 (contador iônico #0) e IC2 (contador iônico #2) são determinadas após o IC1 usando a medida ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (= 16,9356¹²), respectivamente. Cerca de 10 horas após o início do procedimento, o multiplicador deverá apresentar uma variação entre 0,2 e 0,5%. A estabilidade do contador iônico é monitorado mensalmente, e correções são aplicadas no multiplicador de voltagens para garantir que a eficiência relativa dos três contadores iônicos permaneçam entre 80% e 90%.

Antes e depois de cada período de datação, o fracionamento U-Pb é monitorado e corrigido a partir da técnica “*standard-sample-standard*” utilizando-se

um zircão padrão de idade conhecida internacionalmente para as comparações necessárias. No caso da atual pesquisa, o padrão utilizado foi o BR266 (Figura 3.15) com idades ID-TIMS de alta precisão para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a $559,0 \pm 0,2$ Ma e $562,6 \pm 0,2$ Ma, respectivamente.



Figura 3.15 – Imagem do padrão internacional (zircão BR266), sendo utilizado para a calibração do equipamento. Notar a quantidade de “spots” decorrentes do constante uso deste padrão (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*).

A rotina da análise U-Pb por ablação a *laser* consiste de uma “leitura dos brancos” por 30 segundos anteriormente à ablação em si. Este procedimento visa determinar a contribuição de ^{204}Hg (medido no IC2), produzido durante o processo de ablação, passível de interferência nas leituras do isótopo ^{204}Pb , gerando picos inconsistentes.

Uma solução de TI (1 ppb) é aspirada no interior da fonte ICP através do DSN-100. O valor medido $^{205}\text{Ti}/^{203}\text{Ti}$ é usado para corrigir as medições das razões do isótopo Pb usando o valor de referência de 2,3871 (Dunstan *et al.*, 1980).

Cada “tiro” de *laser* é orientado segundo uma fotografia da montagem onde são registradas as seqüências dos “spots” nos zircões. O alvo é centralizado no monitor de um computador, evitando fraturas e inclusões que poderiam influenciar no resultado (Figura 3.16).

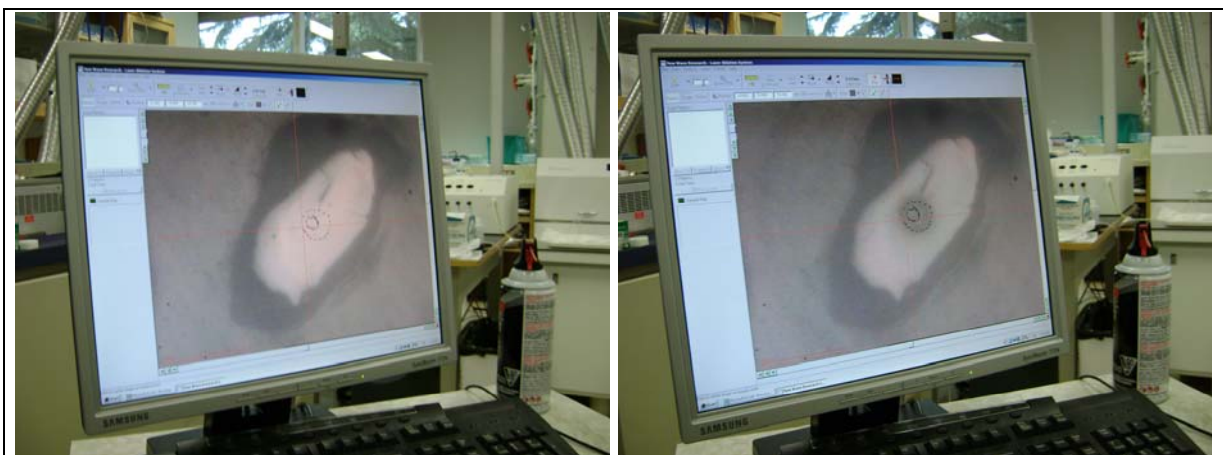


Figura 3.16 – a) Imagem do zircão #41 da montagem LE-CM-12, antes de receber o “tiro” de *laser*; b) Imagem do zircão #41 da montagem LE-CM-12, após o “tiro” de *laser* que gerou um *spot* de 40 µm. (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*).

Durante a ablação, a incidência do *laser* no grão gera um feixe molecular na forma de um aerosol de sólido mais o gás de transporte (He+Ar) (Figura 3.17), misturado a uma solução de TI nebulizado+HNO₃+gás Ar através do DSN-100 em conexão “Y” (Figura 3.18). Esta “fumaça” alimenta uma célula de mistura para retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada em um plasma onde todos os elementos são ionizados (Figura 3.19), antes de ser encaminhada para o espectrômetro de massa.

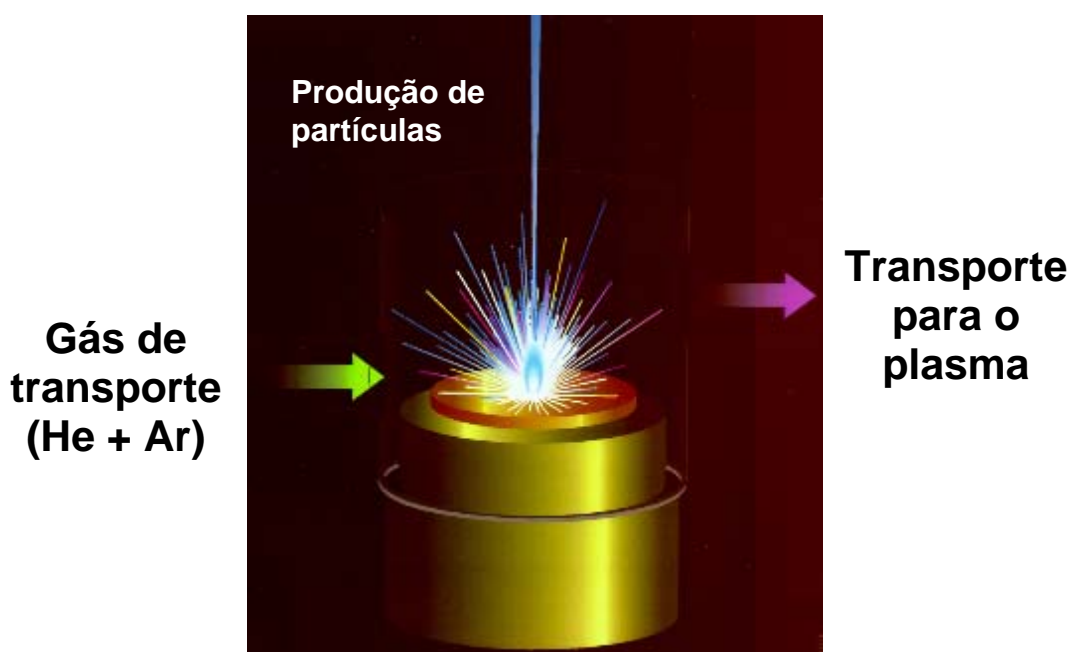


Figura 3.17 - Produção de partículas pela interação entre o *laser* e matéria - ablação (Machado, 2006).

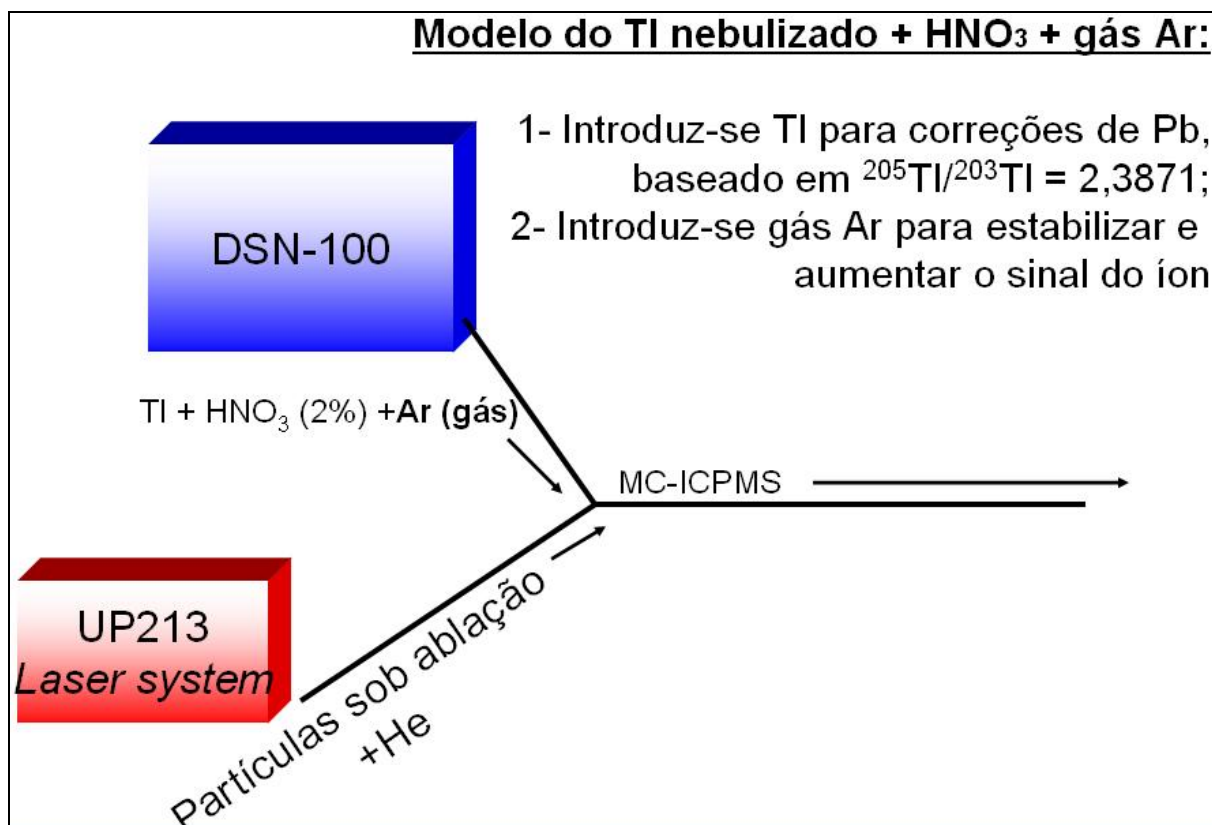


Figura 3.18 – Esquema da conexão em “Y” onde o DSN-100 introduz solução de TI+HNO₃+Ar no sistema (Simonetti, 2007).

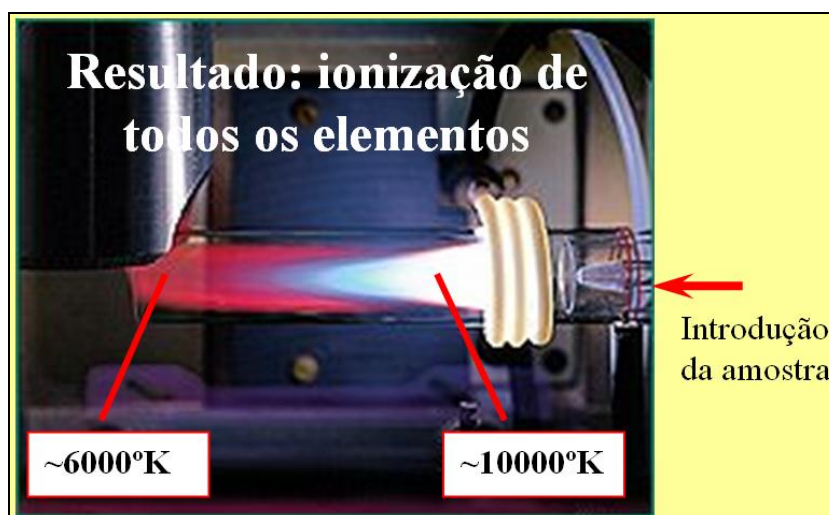


Figura 3.19 - Plasma onde os elementos são ionizados (Machado, 2006).

No espectrômetro de massa as partículas são separadas com base nas diferentes massas e movimentos dentro de um campo elétrico-magnético sendo encaminhadas para um sistema multicoletor passível de analisar mais de uma partícula por vez.

Todo o procedimento dura em média 30 segundos, tempo suficiente para o equipamento fazer a leitura dos elementos dissolvidos, com determinação das razões isotópicas em tempo real.

No caso em que o grão apresenta um zoneamento decorrente de um núcleo preservado (Figura 3.20) associado a um sobrecrecimento, convém investigar tanto o núcleo quanto a borda a fim de se obter possíveis idades de cristalização e de metamorfismo em um mesmo grão.



Figura 3.20 – Zircão zonado #34 da montagem LE-CM-12 com *spots* executados no núcleo e na borda. (foto tirada pelo autor durante as análises na *University of Alberta, Canadá*).

Toda ablação é conduzida usando relativamente baixas densidades de energia (entre 2 e 3 J cm⁻²) devido ao limite dos sinais ²⁰⁶Pb (< 1 x 10⁶ cps). Os valores medidos ²⁰⁶Pb/²³⁸U estão positivamente correlacionado com o fluxo de gás Ar proveniente da membrana DSN (3,00 – 3,50 Lmin⁻¹).

Uma relação matemática foi desenvolvida para o cálculo e correção dos excessivos sinais de íons de massa 204 durante o processo de ablação. Nesta relação, uma regressão linear deveria se comportar horizontalmente, com uma interseção no eixo-Y igual ao valor ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb determinado ao fim da ablação (Figura 3.21a), usando as correções de TI. Entretanto, um excesso de íons 204 gera uma “sobrecorreção” (ou *overcorrection*) em que o intercepto da regressão no eixo Y

é maior do que a razão medida $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da análise (Figura 3.21b). A fonte deste íon extra de massa 204 pode estar relacionada à presença de Pb comum (^{204}Pb), ou ao ^{204}Hg produzido durante o processo de ablação.

O chumbo comum não pertencente ao sistema original do zircão, pode ser proveniente das fraturas nos cristais, sujeiras na montagem, manuseios da amostra, ou até da composição do epóxi, entre outros.

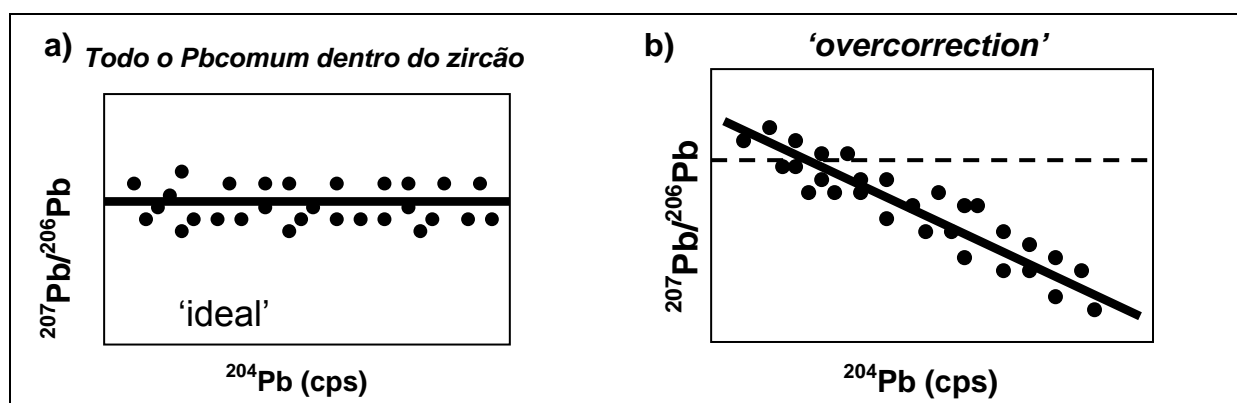


Figura 3.21 – a) O diagrama ilustra o comportamento da correção "ideal"; b) "overcorrection" constatado em consequência do excesso de Pb comum ou ^{204}Hg (Simonetti, 2007).

O cálculo das idades correspondentes às razões isotópicas reduzidas geralmente é realizado através do *Software Isoplot* (Ludwig, 2003), também usado na representação dos dados em diagramas concórdia.

A Tabela 3.1 abaixo apresenta os principais parâmetros analíticos utilizados no sistema LA-ICPMS, segundo a metodologia de Simonetti *et al.* (2005), também adotada nas análises deste trabalho.

Tabela 3.1 – Parâmetros analíticos utilizados no sistema (Simonetti *et al.*, 2005).

ICP		Laser	
Modelo	Nu plasma, Nu Instrumentos	Modelo	UP213 Nd: <i>New Wave Research</i> com sistema de imageamento
Força <i>Forward</i>	1300 W	Comprimento de onda	213 nm
Força Refletida	< 10W	Max. Saída energia	3 mJ por pulso @ 20Hz usando um spot a 160µm
Razão fluxo gás frio	13 L min ⁻¹ (Ar)	Comprimento do pulso	3 ns
Razão fluxo gás auxiliar	1 L min ⁻¹ (Ar)	Densidade de energia	2 – 3 J cm ⁻²
Transporte amostra:	1 L min ⁻¹ (He)	Foco	Fixo na superfície da amostra
Célula ablação		Razão de repetição	Variável de 1 a 20Hz
DSN-100	Membrana – 3,00 a 3,50 L min ⁻¹ (Ar) aquecida a 110°C	Tamanho do <i>spot</i>	40 µm
Nebulizador-DSN	<i>Glass Expansion micromist (borosilicate glass)</i> – 100µL min ⁻¹ equipado com adaptador Teflon PTFE e tubulação Teflon PFA (1,3mm x 0,25mm)		
<i>Sampler cone</i>	Ni com orifício 1,15mm		
<i>Skimmer cone</i>	Ni com orifício 0,6mm		

4 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

4.1 – Contexto regional

Atualmente, entende-se por Plataforma Sul-Americana, a porção continental da placa de mesmo nome, que tem permanecido estável durante a evolução das faixas móveis Andina e do Caribe, ao tempo em que o Atlântico Sul se abria a partir do Meso-Cenozóico. Neste sentido, a Plataforma Sul-Americana funciona como cráton para o Orógeno Andino.

O embasamento desta porção continental se expõe sob a forma de “escudos”, subdivididos em: Escudo das Guianas, de forma contínua ao norte; Escudo Brasil Central, na porção centro-ocidental do Brasil e parte da Bolívia; e o Escudo Atlântico, exposto ao longo de toda margem atlântica, como consequência dos processos termotectônicos deflagrados pela deriva pós-Triássica (Figura 4.1).

A evolução tectônica do embasamento da Plataforma Sul-Americana, exposto no Escudo Atlântico deu-se por uma sucessão de ciclos de Wilson, ou seja, episódios de abertura e fechamento de bacias oceânicas e orogêneses envolvendo acreção e retrabalhamento crustal, precedidos e sucedidos por importantes eventos de tafrogênese, durante as épocas Neo-Arqueana, Paleoproterozóica, Mesoproterozóica e Neoproterozóica (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Os atuais terrenos pré-cambrianos, produtos desta evolução geotectônica, compreendem quatro províncias estruturais na porção oriental do continente: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira.

Especificamente, na região sul e sudeste brasileiro, a província Mantiqueira foi definida por Almeida *et al.* (1977, 1981) delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3000 km de comprimento paralela à costa Atlântica, bordejada pelas províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e, a leste, pelas bacias costeiras (Figura 4.2).

A área de pesquisa está inserida na porção central da Província Mantiqueira, compreendendo o chamado Orógeno Ribeira ou Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 1967, 1973; Almeida, 1967, 1969). Trata-se de um Cinturão Orogenético Brasileiro, desenvolvido na borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco, cuja estrutura crustal pode ser definida por terrenos tectônico-estratigráficos imbricados para noroeste, limitados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.*, 2000, 2004) (Figura 4.2).

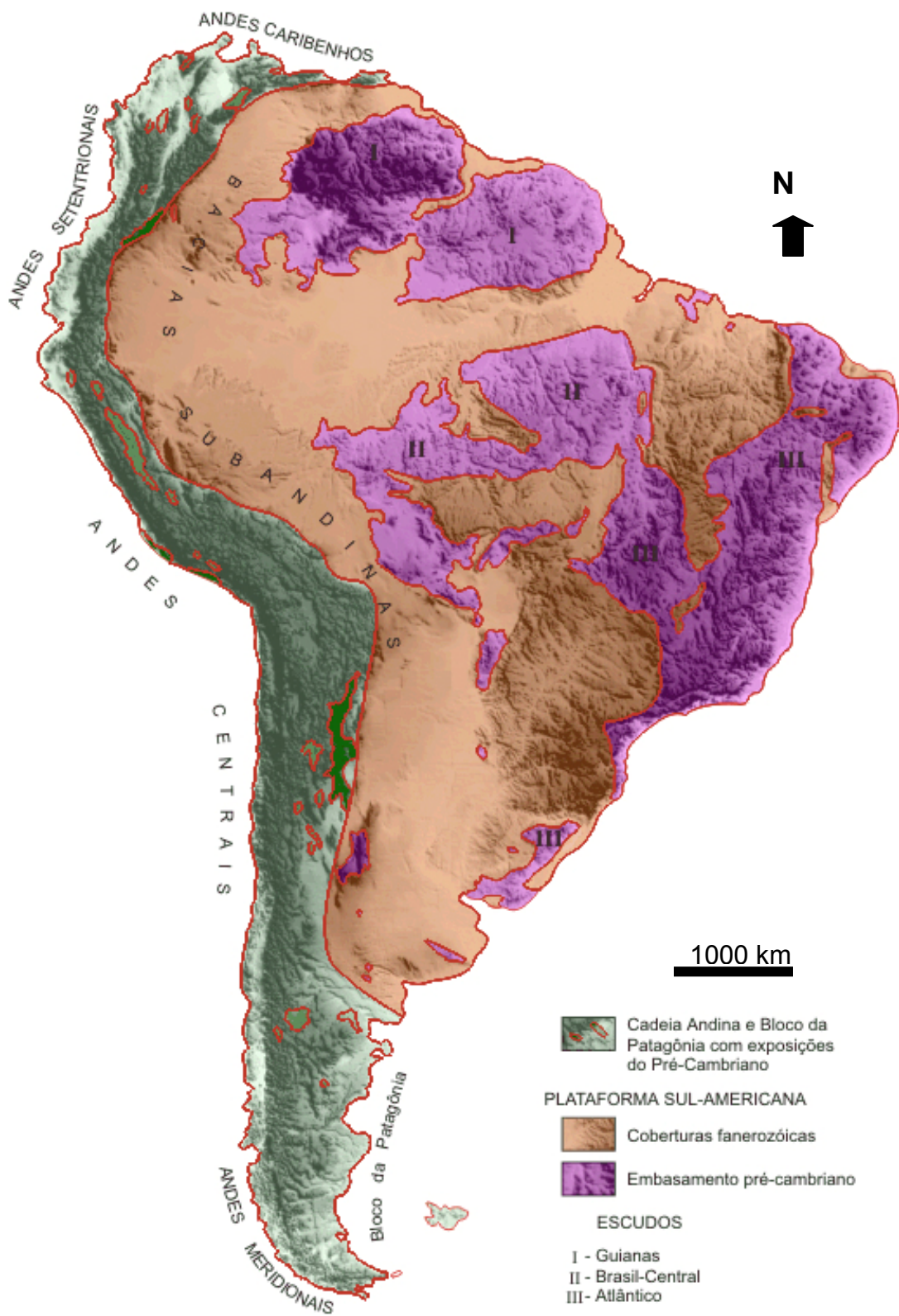


Figura 4.1 – A porção continental da placa Sul-Americana, modificado de Almeida *et al.* (1976) (Fonte: Bizzi *et al.*, 2003).

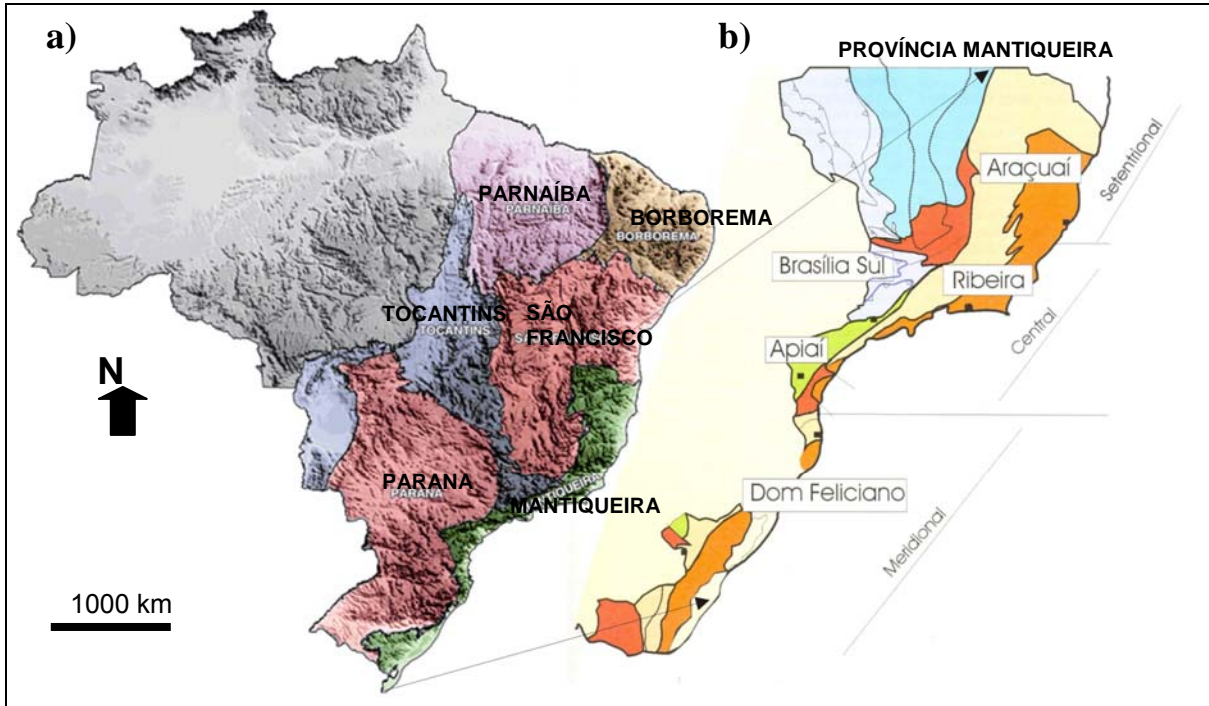


Figura 4.2 – a) Províncias estruturais do Escudo Atlântico (modificado de Almeida *et al.* 1977, 1981; sobre o modelo digital do terreno, Smith e Sandwell, 1997; Fonte: Bizzi *et al.*, 2003); b) detalhe da Província Mantiqueira e suas subdivisões (Fonte: Heilbron *et al.*, 2004).

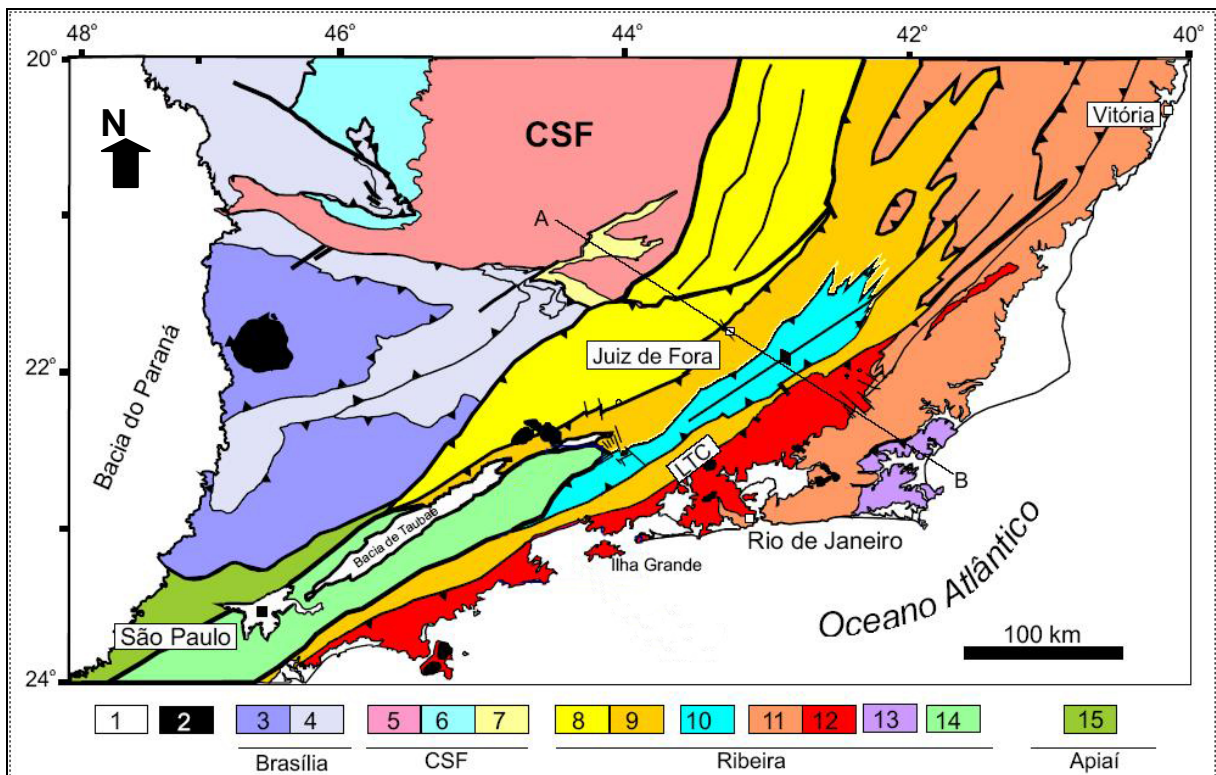


Figura 4.3 – Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton de São Francisco (Heilbron *et al.*, 2004). Legenda: 1 – Baía do Paraná e riftes / sedimentos cenozóicos; 2 – Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3 – *Nappes* Inferiores; 4 – *Nappes* Superiores; Crátons de São Francisco: 5 – Embasamento e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 10 – Terreno/Klippe Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental, incluindo 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; 14 – Terreno Embu; Orógeno Apiaí: 15 – Terreno São Roque. CSF = Cráton de São Francisco.

4.2 – Evolução tectônica

Os principais eventos tectonotermiais, durante o Pré-cambriano, registrados na América do Sul foram detalhados por Almeida & Hasui (1984) e Schobbenhaus & Campos (1984): 1) a Orogenia Jequié, que correspondeu a uma colagem de expressão continental aglutinando vários blocos entre 2,8 Ga e 2,6 Ga (protocontinentes São Francisco e Congo, Bloco Serrinha) e registrado no embasamento da Província São Francisco; 2) a Orogenia Transamazônica que envolveu a fusão de paleocontinentes neo-arqueanos no Paleoproterozóico (2,1 - 1,8 Ga) registrando arcos magmáticos acrescionários juvenis e arcos continentais relacionados à colisão; 3) reconhecido como evento de rifteamento Espinhaço (Brito Neves *et al.*, 1996), sendo associado a magmatismo bimodal (1,78 - 1,70 Ga); e 4) Orogenia Brasileira (0,88 - 0,48 Ga), que estaria relacionada às faixas orogênicas originadas durante o fechamento do Supercontinente Gondwana (Figura 4.4).

Assim sendo, reconhece-se a “colagem” Brasileira como um sistema orogênico atuante no Neoproterozóico-cambriano e um dos principais responsáveis pela estruturação da Província Mantiqueira. Este sistema consiste num mosaico de terrenos oriundos de processos acrescionários evoluídos diacronicamente, com remanescentes de orógenos controlados por subducção e extensa granitogênese, que contribuíram para a origem ao Supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2000, Campos Neto, 2000) (Figura 4.4). Nestes terrenos, diversas unidades paleotectônicas (pré-brasilianas) também ocorrem retrabalhadas.

Neste trabalho foi empregada a expressão “Sistema de Orógenos” de Medeiros *et al.* (2003), como uma designação coletiva para prolongadas e diacrônicas colagens orogênicas (brasiliana ou transamazônica).

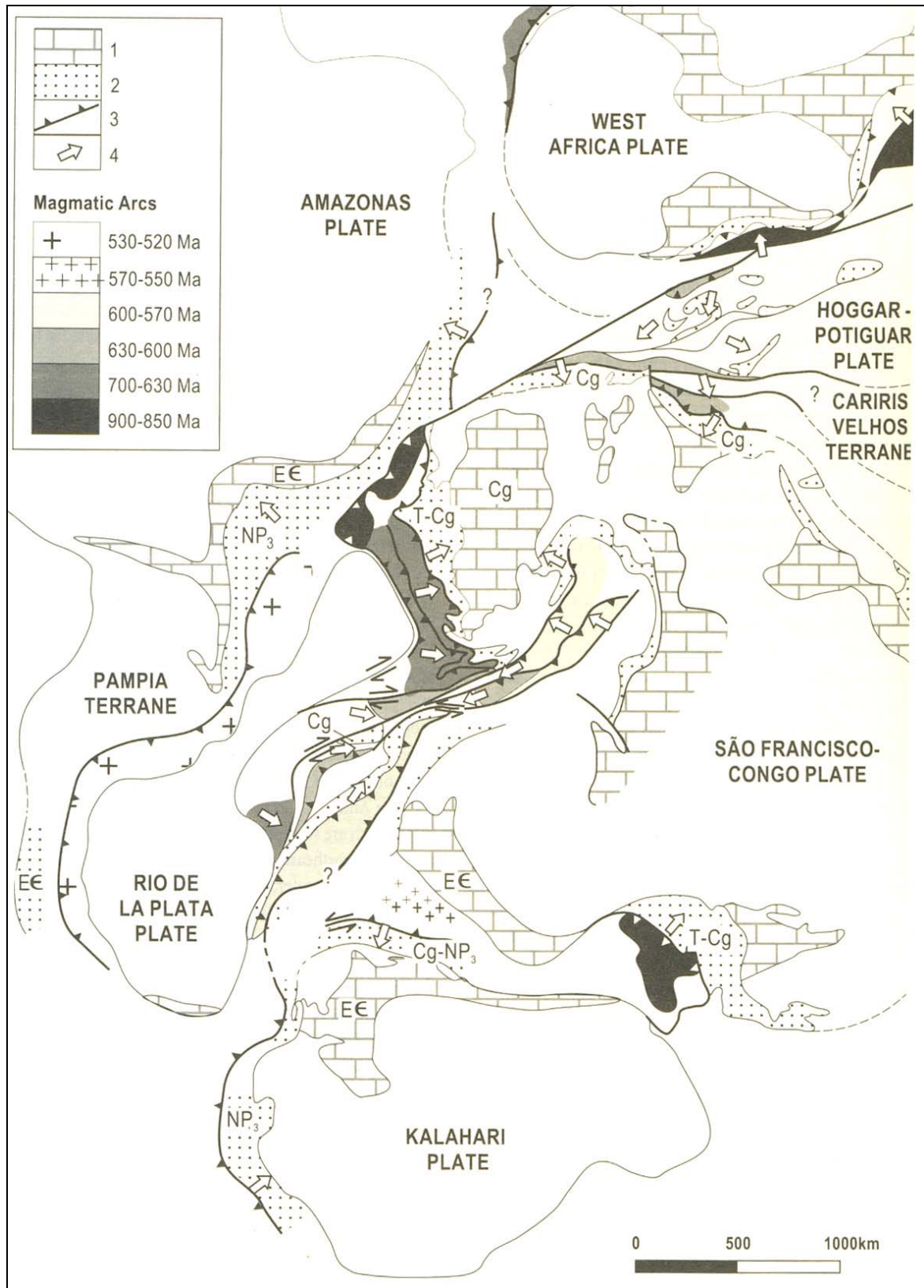


Figura 4.4 – Placas continentais e arcos magmáticos do Gondwana oeste (fonte: Campos Neto, 2000). Legenda: 1 – cobertura de plataforma; 2 – depósitos de margem continental passiva ou crosta continental delgada; 3 – zonas de subducção com indicação de mergulho; 4 – vergência estrutural.

4.2.1 – Eventos relativos à porção central da Província Mantiqueira

4.2.1.1 – Sistema de Orógenos Transamazônicos

Apesar de influenciado pela posterior orogenia brasileira, remanescentes de faixas arqueanas tipo *greenstone belt* foram intrudidos por rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 - 2,12 Ga) formando um extenso envoltório na margem sul e leste do Cráton de São Francisco, incluindo ortognaisses migmatíticos, granitóides e metabasitos arqueanos (2,8 - 2,7 Ga) a paleoproterozóicos (2,2 - 2,0 Ga) associados ao Complexo Mantiqueira, retrabalhados durante a colagem Transamazônica (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996; Figueiredo & Teixeira, 1996; Alkmim & Marshak, 1998; Heilbron *et al.*, 2001; Silva *et al.* 2002). Dados químicos e isotópicos em rochas do Complexo Mantiqueira, indicaram um ambiente de arco cordilheirano atuante no Paleoproterozóico (Duarte *et al.*, 1997, 2000, 2002, 2004).

Somadas aos ortogranulitos e ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora, Quirino e Caparaó, atualmente dispostos em lascas tectônicas em meio aos paragnaisses que formariam as suas supostas margens passivas, teríamos um sistema de orógenos entre 2,2 e 2,1 Ga, caracterizados por acreção juvenil com abundante plutonismo TTG (trondhjemitó/tonalito/granodiorito) e rochas potássicas de arcos continentais ou transicionais.

Tal sistema de orógenos poderia ser considerado como precoce, se comparado às idades de cristalização entre 2,0 e 1,9 Ga obtidas por Zimbres *et al.* (1990) e Schmitt (2001) para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (tardio).

Da mesma maneira que o Sistema de Orógenos Brasileiros pode-se considerar também a existência de uma evolução diacrônica, formando um Sistema de Orógenos Transamazônicos, estendendo-se entre 2,2 a 1,9 Ga, preservado no segmento central da Província Mantiqueira.

Segundo Trouw *et al.* (2000), os eventos colisionais de arcos magmáticos registrados no Paleoproterozóico desenvolveram uma estrutura regional que controlou, ao menos em parte, os orógenos Ribeira e Araçuaí, relacionados ao Sistema de Orógenos Brasileiros.

4.2.1.2 – Sistema de Orógenos Brasileiros

No caso da porção central da Província Mantiqueira, o Sistema de Orógenos Brasileiros, diacrônicos, reconhecidos pelas diferenças de idades entre fases

sincolisionais, no entorno do Cráton de São Francisco, vêm sendo caracterizados por Figueiredo & Campos Neto (1993), Campos Neto & Figueiredo (1995), Trouw *et al.* (2000), Silva *et al.* (2002b) e Heilbron *et al.* (2004).

Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995) discriminaram uma “Orogênese Brasileiro I”, mais antiga (670-600 Ma), correspondendo ao “Cinturão Ribeira” e outra tardia, correspondendo à “Orogênese Rio Doce” (590-490 Ma).

Trouw *et al.* (2000) propuseram três estágios orogênicos: o primeiro (correspondente ao Brasileiro I de Campos Neto & Figueiredo, 1995) estaria relacionado ao fechamento do Oceano *Brazilides* (Unrug, 1997) (670 - 600 Ma); o segundo foi relacionado ao “ramo Ribeira” do Oceano Adamastor (Unrug, 1997) (630 - 520 Ma); e o terceiro (520-480 Ma) seria representada pela Orogênese cambriana Búzios (ca. 520 Ma) de Schmitt *et al.* (1999).

Silva *et al.* (2002), com base em estudo integrado de 140 idades U-Pb, subdividiram em três os sistemas orogênicos brasileiros da Província Mantiqueira (Brasiliano I, II, III). O sistema Brasileiro I, precoce, estaria restrito ao orógeno São Gabriel no Sul do Brasil (880 – 700 Ma). Na porção central da Província Mantiqueira os autores denominam de “sistema Brasileiro II” (com clímax entre 640 - 610 Ma) a “Orogênese Brasileiro I” de Campos Neto e Figueiredo (1993) e o “sistema Brasileiro III” representaria os orógenos Araçuaí-Rio Doce (clímax entre 590 - 570 Ma) e Búzios (520 Ma).

Heilbron *et al.* (2004) sumarizaram a compartimentação tectônica do segmento central da província Mantiqueira em três estágios colisionais: Colisão I (ca. 630 Ma) correspondente ao tectonismo na extremidade sul do Orógeno Brasília, de *trend* NNW-SSE, formando *nappes* e metamorfismo de pressão alta resultante da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa encoberta pelas seqüências deposicionais da Bacia do Paraná; Colisão II (ca. 590-560 Ma) correspondente ao Orógeno Ribeira, de *trend* NE-SW, resultante da interação entre o Cráton de São Francisco e outra(s) placa(s) e/ou arco de ilhas a SE (Terreno Oriental-Serra do Mar, incluindo o arco Magmático Rio Negro); e por fim a Colisão III (ca. 535-510 Ma) relacionado à Orogênese Búzios de Schmitt *et al.* (1999). O contexto tectônico deste último evento ainda é alvo de discussões, embora existam sugestões de fechamento tardio de bacia retro-arco, contemporânea à amalgamação final do Gondwana Ocidental.

As colisões II e III que representam a convergência entre o continente São Francisco (Terreno Ocidental), Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio, referentes ao Orógeno Ribeira, foram detalhadas por Heilbron & Machado (2003) em diversos estágios de evolução tectono-metamórfico-magmático (Figura 4.5): a) entre 1000 e 790 Ma - estágio de rifte e bacia de margem passiva; b) entre 790 e 590 Ma - implantou-se uma subducção com vergência para sudeste da placa de São Francisco gerando deformação D1 da cobertura e embasamento da margem passiva Andrelândia ao tempo em que um arco magmático intrudia rochas carbonáticas (Grupo Italva) da margem passiva no lado do terreno Oriental; c) entre 590 e 550 Ma – colisão entre os terrenos Ocidental e Oriental em principal fase de deformação (D1+D2) com transporte tectônico para NW e abundante granitos miloníticos tipo-S; d) entre 535 e 510 Ma – ocorrência de dobramentos e zonas de cisalhamento subvertical (D3) no Terreno Ocidental e colisão do Terreno Cabo Frio; e) entre 510 e 480 Ma - implantação de zonas de cisalhamento transtencionais com relaxamento térmico da orogenia e ocorrência de pequenos batólitos cálcio-alcalinos associado a rochas toleífticas.

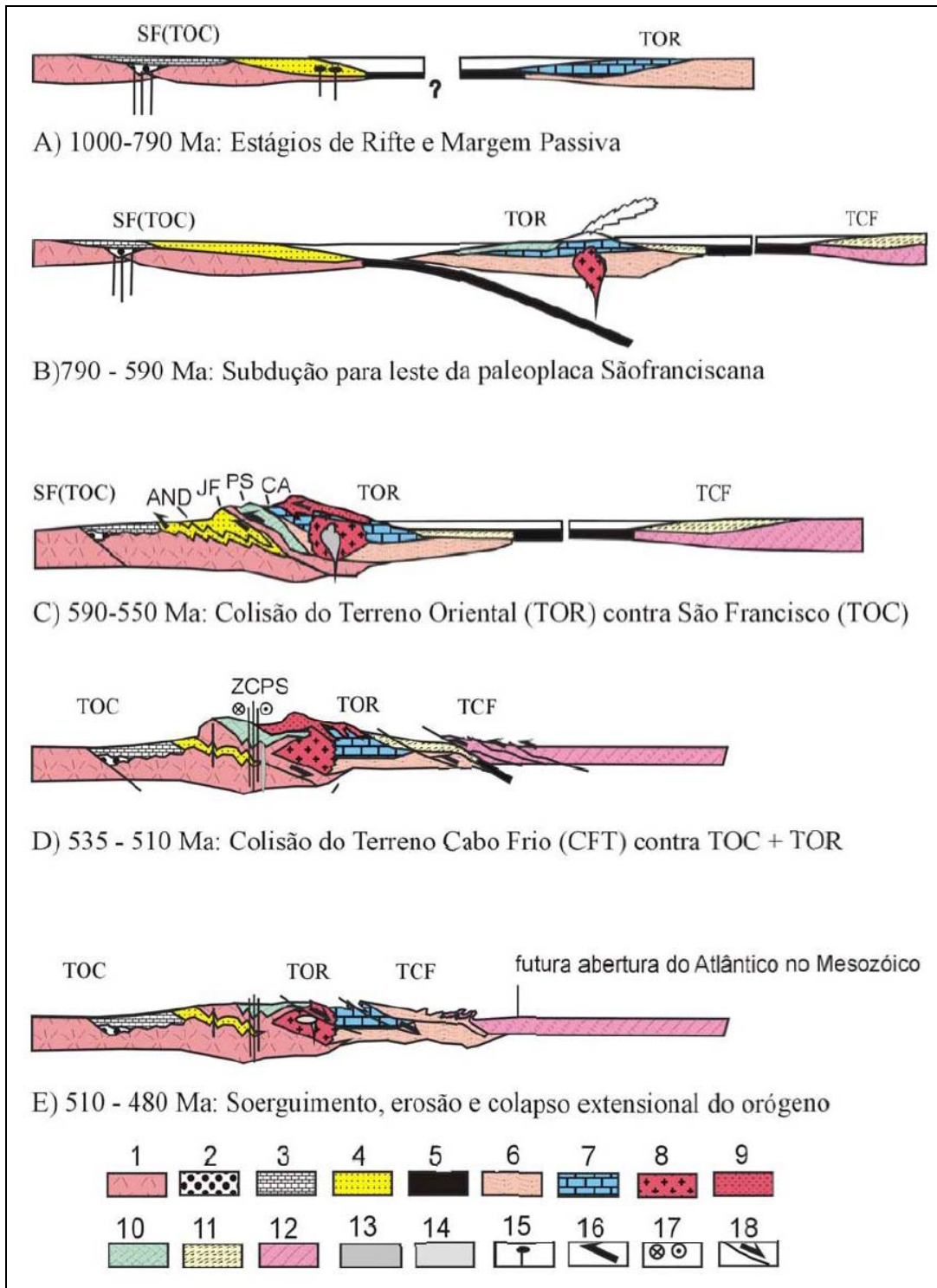


Figura 4.5 – Etapas evolutivas do Orógeno Ribeira, segundo Heilbron & Machado (2003). Legenda: 1 – Placa do São Francisco; 2 – Sucessões Rifte São João Del Rey; 3 – Sucessões Carandaí intra-Placa; 4 – Margem passiva Andrelândia; 5 – Crosta oceânica; 6 – Paleoplaca oriental; 7 – Sucessões de margem passiva Costeiro; 8 – Rochas plutônicas Rio Negro; 9 – Vulcânicas Rio Negro; 10 – Sucessões *fore arc* Paraíba e Cambuci; 11 – Sucessões *back arc* Búzios; 12 – Paleoplaca Cabo Frio; 13 – Granitos I, sin-colisional; 14 – Granitos I, tardi- a pos-colisional; 15 – Magmatismo tholeiítico; 16 – Vergência tectônica; 17 – Sentido da lateral zona de cisalhamento; 18 – Falhas normais. SF= Cráton São Francisco, TOC = Terreno Ocidental, TOR = Terreno Oriental, TCF = Terreno Cabo Frio, ZCPS = Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, AND= Domínio Andrelandia. JF = Domínio Juiz de Fora, PS = Terreno Paraíba do Sul.

4.3 - O Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira, já descrito neste trabalho como um Cinturão Orogenético Brasileiro desenvolvido na borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco, vem sendo alvo de inúmeros estudos ao longo das últimas cinco décadas, resultando em diferentes propostas de nomenclatura, principalmente após a segunda metade da década de 80, com o incremento de trabalhos de mapeamento sistemático e utilização de novos conceitos baseados na tectônica de placas.

Conforme a evolução dos diversos modelos propostos para esta entidade geotectônica situada na porção central da Província Mantiqueira, a Tabela 4.1 apresenta algumas terminologias usadas por diversos autores que correspondem ao Orógeno Ribeira, adotado neste trabalho.

Tabela 4.1 – Diferentes propostas de nomenclatura para o Orógeno Ribeira segundo diversos autores (modificado de Heilbron <i>et al.</i>, 2002).	
Denominação	Autor (es)
Faixa Paraibides	Ebert (1968)
Cinturão Atlântico	Leonardos & Fyfe (1974)
Cinturão Móvel Ribeira	Almeida <i>et al.</i> (1973)
Faixa Ribeira	Cordani <i>et al.</i> (1973)
Faixa ou Terreno Ribeira	Hasui <i>et al.</i> (1984); Heilbron <i>et al.</i> , (1989, 1995, 2000); Campos Neto & Figueiredo (1990)
Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul	Machado & Demange (1991, 1992)
Orógeno Ribeira	Heilbron <i>et al.</i> (2004)

Especificamente, no estado do Rio de Janeiro, o mapa geológico 1:400.000 publicado pela CPRM em 2001 no então Projeto Rio de Janeiro, subdivide a Faixa Ribeira em três domínios (Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul; Domínio Serra do Mar, e Domínio Região dos Lagos) que sofreram os efeitos das orogêneses neoproterozóicas, caracterizadas por metamorfismo, fusão parcial, deformação contracional, cisalhamento transcorrente e intrusões graníticas.

Neste trabalho é adotada para o Orógeno Ribeira uma estruturação crustal com algumas características específicas segundo modelo de Heilbron *et al.* (2004), sendo definida por cinco terrenos tectônico-estratigráficos principais no sentido de Howell (1989), e uma estruturação regional apresentando uma “megassinforma” (Figura 4.6). Estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio.

Esta terminologia vem sendo adotada nos mapas publicados em escala 1:100.000 (Pedrosa Soares *et al.*, 2002 - Projeto Sul de Minas; Pronageo - UERJ/CPRM, 2006), bem como em inúmeras teses de pós-graduação, com base nos trabalhos desenvolvidos nos últimos anos pelo grupo de pesquisa TEKOS/UERJ. Especial atenção deve-se ter na identificação de algumas subunidades, que mesmo apresentando terminologias similares a outros modelos existentes na literatura, podem diferir se extrapolados aos limites destes terrenos.

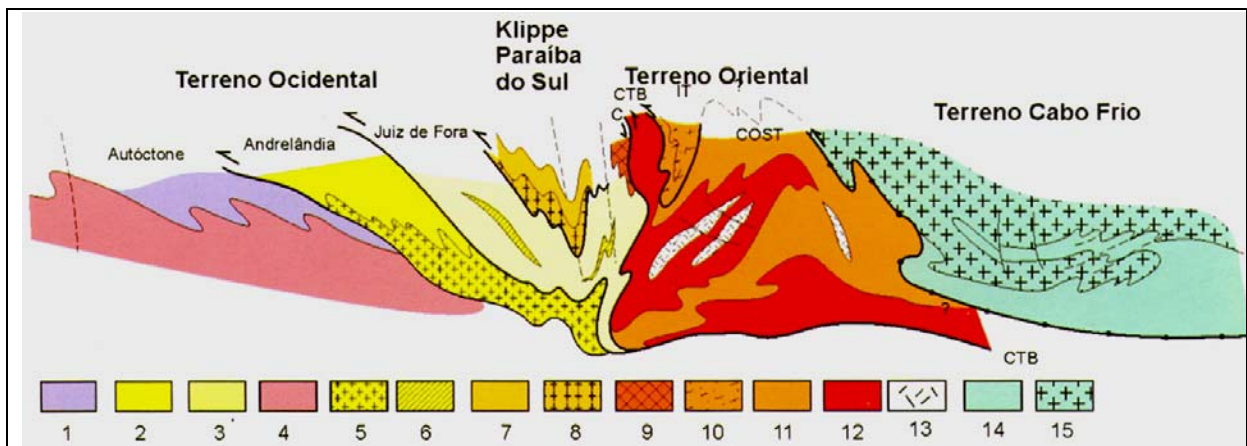


Figura 4.6 – Seção estrutural esquemática NW-SE para o Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al.* (2004). Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7-Grupo Paraíba do Sul, 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Seqüência Cambuci; 10 – Seqüência Italva; 11 – Seqüência Costeiro (COST); 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 – Seqüências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos. CTB = *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico central).

Os terrenos de Heilbron *et al.* (*op cit.*) apresentam *trend* estrutural NE-SW caracterizado pelo imbricamento de escamas crustais de leste para oeste-noroeste. São subdivididos ainda em domínios tectônicos, de acordo com suas identidades estruturais, e separados por importantes zonas de cisalhamento, com mergulhos subhorizontais (empurrões) a subverticais, muitas vezes com componentes transcorrentes (zonas oblíquas transpressivas).

Tabela 4.2 - Compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004).

Terreno/ Domínio Tectônico	Embasamento Pré - 1,8 Ga	Coberturas Pós - 1,8 Ga
Terreno Ocidental Domínio Autóctone	Complexos Barbacena, Divinópolis, Mantiqueira	Megassequências São João Del Rey e Carandaí; Megassequência Andrelândia
Terreno Ocidental Domínio Andrelândia	Complexo Mantiqueira	Megassequência Andrelândia
Terreno Ocidental/ Domínio Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Megassequência Andrelândia
Terreno Paraíba do Sul	Complexo Quirino	Grupo Paraíba do Sul
Terreno Oriental	??	Domínios Costeiro, Italva e Cambuci
Terreno Cabo Frio	Complexo Região dos Lagos	Unidade Búzios

A seguir, cada um desses terrenos é apresentado de uma maneira simplificada para facilitar o ordenamento estratigráfico, em três unidades passíveis de serem correlacionadas, com enfoque nos principais trabalhos de caracterização geocronológica: Um embasamento pré-1,8 Ga; coberturas deformadas (Meso)-Neoproterozóicas e granitos Neoproterozóicos, subdivididos ainda em relação à sua idade relativa à deformação Neoproterozóica.

4.3.1 – Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental, interpretado como a margem do cráton retrabalhada na colagem brasiliana, compreende três domínios tectônicos: Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. Os embasamentos pré-1,8 Ga são reconhecidos como faixas arqueanas *Greenstone Belts*, Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora, sendo coberto pelos ciclos deposicionais pós-1,8 Ga (Andrelândia, Carandaí, Lenheiros e Tiradentes) conforme a Tabela 4.2 (Figura 4.7).

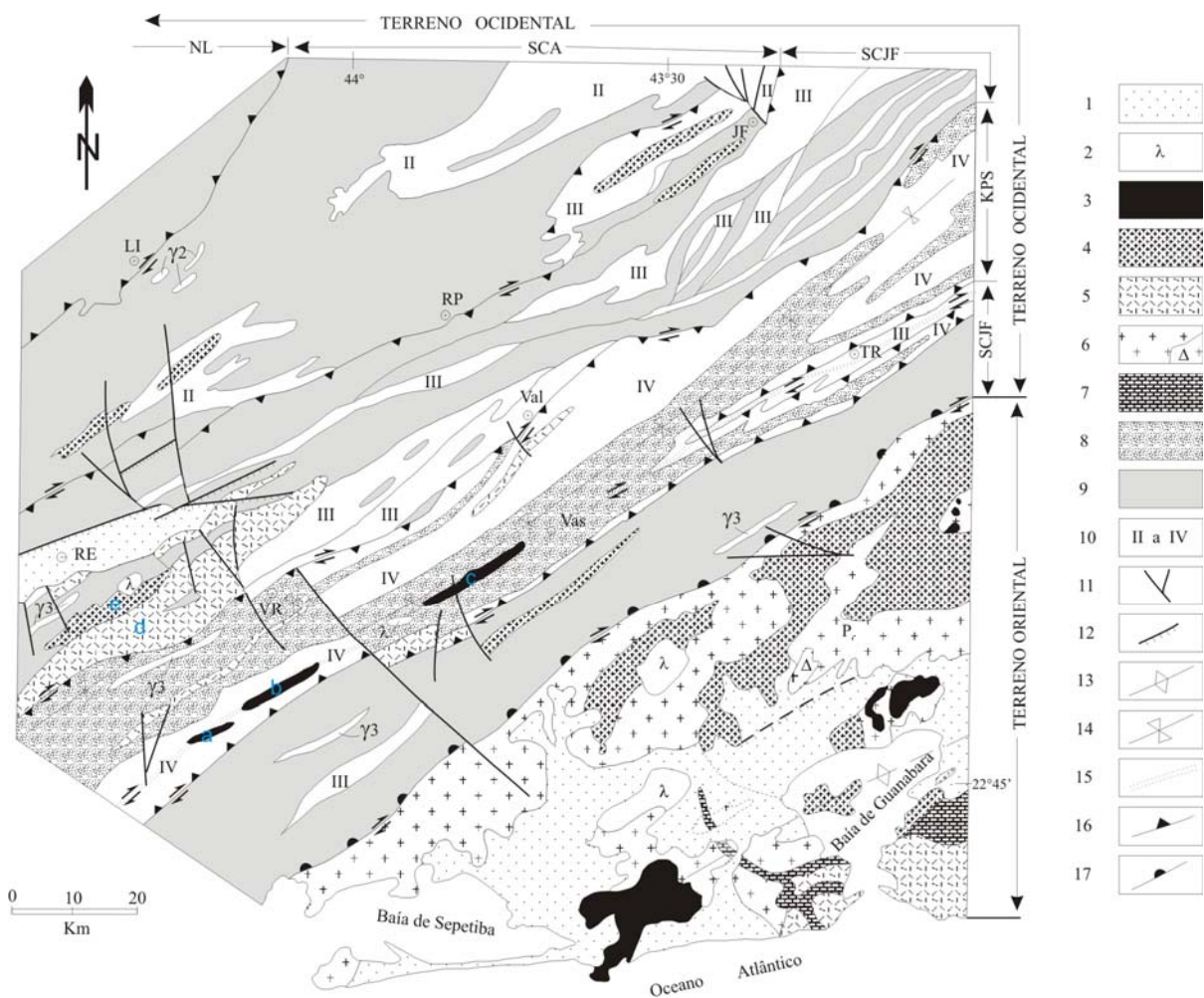


Figura 4.7 - Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira (Fonte: Valladares et al. 2000, modificado de Heilbron 1995 e Heilbron et al, 2000): 1- Cobertura cenozóica; 2- Rochas alcalinas

Mesozóico e Cenozóico; Rochas granitóides: 3 e 4- Tardi-colisional; 5- Sin-colisional; 6- Rochas de arco magmático, incluindo rochas alcalinas (r). Sucessões das bacias: 7- Itávia; 8- Paraíba do Sul e 9- Andrelândia; 10- Associação de embasamento pré-1.8 Ga: II- Mantiqueira, III- Juiz de Fora e IV- Complexo Quirino. Granitos do Terreno Paraíba do Sul: a – Granito Getulândia; b – Granito Fortaleza; c – Granito Serra do Ipiranga; d – batólito Rio Turvo; e – Granito Taquaral. Falhas terciárias: 11- Falha de transferência e 12- Falha normal; 13- Mega-antiformal do Rio de Janeiro; 14- Mega-siniformal do Paraíba do Sul; 15- Zona de cisalhamento do Paraíba do Sul; 16- Empurrões maiores; 17- Limite tectônico central. Cidades: RE - Resende; TR - Três Rios; Val - Valença; RP - Rio Preto; VR - Volta Redonda; Vas - Vassouras; JF - Juiz de Fora; LI - Liberdade; P - Petrópolis. LN= Nappe Liberdade, SCA = Sistema de Colagem Andrelândia, SCJF = Sistema de Colagem Juiz de Fora, KPS = *Klippe* Paraíba do Sul.

4.3.1.1 – Embasamento Pré-1,8

Domínio Autóctone

Nesta unidade, são reconhecidas as faixas arqueanas pertencentes ao *Greenstone Belt* Barbacena (Pires, 1978), juntamente com os gnaisses de alto grau de composição granodiorítica, tonalítica ou trondhjemítica denominado de Grupo Mantiqueira (Barbosa, 1954) ou Complexo Mantiqueira (Brandalise *et al.* 1991), e corpos granitóides e gabróicos TTG (Ávila, 1992), podendo ter origem, em parte, vinculada à fusão do Grupo Mantiqueira.

O *greenstonbelt* contém uma típica associação litológica de bacia oceânica com lavas máficas e ultramáficas toleíticas e komatiíticas (Noce *et al.*, 1987; Valença *et al.*, 1998), e metassedimentos com variado grau de deformação e metamorfismo de facies xisto verde a anfíbolito. Sua idade, tanto dentro quanto fora do cráton, pode ser correlacionada ao Supergrupo Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, obtida por Machado *et al.* (1992) para o Grupo Nova Lima (unidade basal do Supergrupo Rio das Velhas) a 2776 ± 6 Ma e $2776 +23/-10$ Ma (U-Pb).

Domínio Andrelândia

O Complexo Mantiqueira (Brandalise *et al.*, 1991) ou Complexo Metamórfico Mantiqueira (Figueiredo & Teixeira, 1996), termo aplicado integrando as diversas denominações existentes como “grupo”, “série”, “gnaisse piedade” (Barbosa, 1954; Ebert, 1955; Trouw *et al.*, 1986), consiste em ortognaisses de aparência migmatítica, normalmente bandada e de composição granodiorítica a tonalítica, considerado como embasamento do Domínio Andrelândia e de parte do Domínio Autóctone.

Figueiredo & Teixeira (1996) obtiveram isócronas Rb/Sr entre 2,2 e 2,1 Ga, identificando dois grupos para o Complexo Mantiqueira: 1) razões entre 0,705 e 0,703; e 2) razões entre 0,713 e 0,712. Estes grupos caracterizam a participação de diferentes fontes na evolução paleoproterozóica dessas rochas, sendo que maior

parte é proveniente de retrabalhamento de crosta pré-existente. Ainda segundo estes autores, análises K/Ar forneceram idades 550 - 500 Ma em biotitas (rejuvenescimento na Orogênese Rio Doce); 535 Ma em hornblendas (temperaturas maiores de 450 °C para o último metamorfismo regional); e 640 Ma em biotitas (outro episódio metamórfico anterior à Orogênese Rio Doce).

Idades arqueanas com base na datação U/Pb em zircões (3,4 e 3,1 Ga) e uma isócrona Rb/Sr de 2,9 Ga também foram reportadas para o Complexo Mantiqueira (Cordani *et al.*, 1973; Söllner *et al.*, 1991).

Duarte (1998) e Duarte *et al.* (2001), com base em estudos geoquímicos e modelamento petrogenético, definiram quatro grupos nas rochas cálcio-alcálicas do Complexo Mantiqueira, cada um gerado por fusão parcial de material crustal. Quanto às rochas básicas, os litotipos toleíticos formam um grupo heterogêneo, produto de fusão de fontes mantélicas diversas; e as básicas alcálicas apresentam assinaturas de ambiente intra-placa.

Domínio Juiz de Fora

Ebert (1955, 1957) caracterizou como Série Juiz de Fora as rochas granulíticas, supostamente paraderivadas, aflorantes na região limítrofe entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, também descritos por Rosier (1957) em afloramentos no Vale do Rio Paraíba do Sul.

As primeiras datações radiométricas realizadas por Cordani *et al.* (1973) para os litotipos das Séries Paraíba e Juiz de Fora, identificaram idades concordantes em 2,0 Ga (U/Pb, Rb/Sr), eventos tectono-termiais Arqueanos (2,7 Ga) e superimposição de evento Brasileiro (593 a 480 Ma).

Atualmente, considera-se como Complexo Juiz de Fora, o embasamento do Domínio Juiz de Fora composto predominantemente por ortognaisses calcioalcálicos de facies granulito (Oliveira, 1982; Grossi Sad & Barbosa, 1985; Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998).

Idades U/Pb convencional em zircões de ortogranulito charnockítico do Complexo Juiz de Fora foram obtidas por Machado *et al.* (1996a), com interceptos a 2134 Ma e 579 Ma, e por Söllner *et al.* (1991) com interceptos a 2220 ± 27 Ma e 577 ± 18 Ma. Para Machado *et al.* (1996a), estas rochas do embasamento sofreram influências da Orogenia Transamazônica com idades de cristalização entre 2,2 - 1,9 Ga, e o último evento registrado estaria relacionado à Orogenia Brasileira/Pan-

Africana entre 610-490 Ma.

Dados isotópicos Sm-Nd de Fischel *et al.* (1998) sugerem contribuição juvenil para as rochas calcioalcalinas, com idades modelo T_{DM} correspondentes ao Paleoproterozóico (2,22 - 2,13 Ga) ou mais novas (ca. 1,5 - 1,4 Ga).

Dados geoquímicos revelaram a existência de três diferentes grupos petrotectônicos (Duarte, 1998; Heilbron *et al.*, 1998 a; Duarte & Valente, 1999; Duarte *et al.*, 2001): granulito calcioalcalino de ambientes convergentes, com rochas de arco pré-colisional e granito sin-colisional; rochas básicas alcalinas, típicas de magmatismo intraplaca continental; e um grupo toleítico heterogêneo, o que sugere diversos ambientes, tais como retro-arco, intraplaca continental e basaltos E-MORB.

Silva *et al.* (2005), com base em datação U/Pb (SHRIMP) em zircões, obtiveram idades de cerca de 3,0 Ga para cristalização e de cerca de 2,8 Ga para o metamorfismo de alto grau no Complexo Juiz de Fora. Tais idades discrepantes, se comparadas com as datações anteriores, indicam a necessidade de uma investigação geocronológica sistemática para esta unidade.

4.3.1.2 – Cobertura Pós 1,8 Ga

Megassequência São João Del Rey e Carandaí

Sobre o embasamento paleocontinental do São Francisco, foram desenvolvidas as bacias intracontinentais São João Del Rey e Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995) no final do Paleoproterozóico e durante o Mesoproterozóico, aflorantes no Domínio Autóctone. Estas bacias se caracterizam pelo baixo grau de deformação, preservando feições primárias de sedimentação.

Andreis *et al.* (1989) e Ribeiro *et al.* (1995; 2003), com base em associações de litofacies, definiram uma evolução paleoambiental gradando de plataforma rasa, progadação de sistema lagunar sobre facies de sub-maré, e ambiente deltaico entrelaçado.

Valladares *et al.* (2004) com base em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos da Seqüência Lenheiro, indicaram predomínio de fontes paleoproterozóicas (ca. 2,2 - 1,8 Ga) com contribuição arqueana subordinada (ca. 2,9 - 2,5 Ga) para estes sedimentos. A idade do zircão mais jovem (ca. 1,8 Ga) limitaria a idade máxima de deposição da bacia.

A Bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003) se desenvolveu a partir de reativação tectônica, com intrusões de diques básicos, cujas idades-modelo Sm-Nd

entre 1,7-1,3 Ga sugerem um limite máximo para sedimentação.

Megassequência Andrelândia

A Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.* 2000), representada em todos os domínios do Terreno Ocidental, foi redefinida a partir do grupo Andrelândia de Ebert (1958).

Segundo Paciullo *et al.* (2000), a seqüência basal composta por paragneisses com intercalações anfíbolíticas, cobertas por intercalações de paragneisses e quartzitos, indica a deposição em bacia de margem pasiva, com facies plataformais e distais. Os anfíbolitos foram interpretados como derivados de basaltos transicionais a tipo MORB (Gonçalves & Figueiredo, 1992; Paciullo, 1997).

Heilbron *et al.* (1989), com base em dados geoquímicos desses anfíbolitos, apresentaram idades modelo Nd (T_{DM}) entre 1,2 e 1,05 Ga, sugerindo um limite máximo de idade para a deposição da Megassequência Andrelândia.

Dados de Sm/Nd em granadas de retro-eclogitos de rochas intrusivas máficas registrando metamorfismo a 604 ± 11 Ma (Trouw & Pankhurst, 1993) e de intercepto inferior, U/Pb em zircão de quartzito a 567 ± 11 Ma (Söllner & Trouw, 1997), foram interpretadas como idades de fechamento da bacia.

Valeriano *et al.* (2004) e Valladares *et al.* (2004), com base em idades U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos de quartzitos no Domínio Autóctone e porção externa da Faixa Brasília, indicaram fontes essencialmente paleoproterozóicas, subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. A idade obtida de ca. 1,0 Ga para o zircão mais novo seria a melhor estimativa para idade máxima de deposição da Megassequência Andrelândia.

Segundo Heilbron *et al.* (1991), as associações metassedimentares da paleobacia Andrelândia ocorrem imbricadas com as unidades do embasamento do Domínio Juiz de Fora (alóctone). Estes autores interpretam que estas mesmas associações se repetem na região da Serra do Mar, em consequência da Megassinforma do Paraíba do Sul.

Idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos para as coberturas dos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora indicaram que ambas tiveram como fonte principal rochas paleoproterozóicas, com contribuições subordinadas de rochas arqueanas (Machado & Gauthier, 1996; Valladares *et al.*, 2000, 2001, 2008).

4.3.1.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

Valladares *et al.* (2000), integrando os dados publicados de geocronologia e litogeoquímica (Junho *et al.*, 1999; Almeida, 1995), juntamente com novos dados de campo, litogeoquímicos e isotópicos (Sm/Nd), reconheceram para os granitos do Terreno Paraíba do Sul e Terreno Ocidental, três episódios magmáticos relacionados a processos colisionais: 1) estágio sin-colisional 1 (595 - 565 Ma); 2) estágio sin-colisional 2 (~550 Ma); 3) estágio tardi-colisional (540 - 520 Ma).

O estágio sin-colisional 1 seria representado por granitóides peraluminosos tipo-S e metaluminosos tipo-I fortemente foliados e alongados segundo a direção NE-SW. Como exemplo destaca-se o granito Rio Turvo, tipo-S, a noroeste de Volta Redonda (RJ), com idades U/Pb (monazita) de 579 ± 6 Ma (Machado *et al.*, 1996), que se relaciona ao pico metamórfico e período de principal deformação do segmento central da Faixa Ribeira (D1+D2).

O estágio sin-colisional 2 está registrado nos granitos isotrópicos a fracamente foliados tipo-I e tipo-S. O granito Taquaral (Valladares, 1996) é um representante porfirítico tipo-I que consiste num largo corpo lenticular NE-SW cujas idades U/Pb mínimas obtidas por Machado *et al.* (1996) em titanitas foram de 553 Ma, associado à deformação tardi-D2.

Quanto ao magmatismo tardi-colisional, pode-se considerar a existência de diques subverticais. Os demais plútons tardi-colisionais relacionados por Valladares *et al.* (2000) pertencem ao Terreno Paraíba do Sul.

4.3.2 – Terreno Paraíba do Sul

Segundo Heilbron *et al.* (2004), o Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul é apresentado no contexto de uma estrutura sinformal recobrimo o Terreno Ocidental na porção correspondente ao Domínio Juiz de Fora. O embasamento é composto pelos ortognaisses do Complexo Quirino, enquanto que a cobertura é representada por diversas unidades metassedimentares que integram o Grupo Paraíba do Sul. Corpos intrusivos sin-colisionais relacionados à Orogênese Brasileira são identificados (Figura 4.7).

4.3.2.1 – Embasamento Pré 1,8 Ga

Complexo Quirino

Anteriormente à publicação dos dados geocronológicos de precisão, duas unidades de características genéticas distintas (Unidade Superior, metassedimentar; e Unidade Inferior, gnáissica-migmatítica) eram reconhecidas no Complexo Paraíba do Sul, ao noroeste do Rio de Janeiro e em regiões limítrofes com São Paulo, Minas Gerais e Espírito Santo (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron *et al.*, 1991, 1993; Almeida *et al.*, 1993).

Heilbron *et al.* (1991, 1993) e Almeida *et al.* (1993), com base em cartografia geológica detalhada (escala 1:50.000) da região compreendida pela Folha Volta Redonda 1:250.000, individualizaram estas duas unidades propondo a denominação de Grupo Paraíba do Sul para as unidades essencialmente metassedimentares. A suposta unidade ortoderivada seria composta por granitóides calcioalcalinos graníticos a granodioríticos denominada de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia.

Campos Neto & Figueiredo (1995) a partir das características geoquímicas que indicaram plutonismo de arco magmático cordilheirano, somados à ausência de dados geocronológicos, interpretaram o então Maciço Quirino-Dorândia como sendo granitóides calcioalcalinos sin-orogênicos relacionados à Orogenia Brasileiro I.

Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996), com base em dados U/Pb (ID-TIMS) em zircão, definiram idades de cristalização a precisamente 2169 ± 3 Ma e 2185 ± 8 Ma, caracterizando uma associação temporal com a evolução do Ciclo Transamazônico. Idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma (dados U-Pb em zircão) revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados. Idades entre 605 e 503 Ma (dados U-Pb em zircão e titanita) indicaram retrabalhamento do Complexo Quirino durante a Orogênese Brasileira

Segundo Valladares *et al.* (1997; 2002) os ortognaisses do Complexo Quirino, contituem a unidade basal do Terreno Paraíba do Sul. As rochas deste complexo apresentam duas suítes calcioalcalinas distintas: uma de médio-K (hornblenda biotita gnaisse tonalíticos/granodioríticos) e outra de alto-K (biotita gnaisse granítico) geradas num mesmo evento colisional no Transamazônico.

Razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1020 e 0,1292 típicas de rochas crustais e idades modelo (T_{DM}) arqueanas (3280 Ma) e paleoproterozóicas (2213 Ma) consistentes com as idades U/Pb de Valladares (1996), foram determinadas por Valladares *et al.* (2002). Estes autores sugerem a correlação tectônica do Complexo Quirino com granitóides calcioalcalinos de arco magmático com fonte juvenil ($\epsilon_{\text{Nd}2,1} = -0,16$) geradas durante a orogenia Transamazônica, e retrabalhamento parcial de crosta

Arqueana pré-existente. Durante a orogenia Brasileira/ PanAfricana estes granitóides foram submetidos a metamorfismo de facies anfíbolito superior.

Lacerda *et al.* (2007), investigando a Suíte Intrusiva Campinho na região de Bananal, propuseram, a partir de características petrográficas, litogeoquímicas e de geocronologia U/Pb (LA-ICPMS) em zircão, se tratar do Complexo Quirino. Os interceptos apontaram idades de 2224 ± 31 Ma para cristalização e 499 ± 12 Ma para metamorfismo, com herança arqueana. A idade modelo T_{DM} arqueana (3,22 Ga) com ϵ_{Nd} 2,22 Ga = - 8,30 indicaram que estas rochas paleoproterozóicas foram geradas por retrabalhamento de crosta arqueana e remobilizadas no Neoproterozóico.

4.3.2.2 – Cobertura Pós – 1,8 Ga

Grupo Paraíba do Sul

As primeiras propostas litoestratigráficas para as sequências sedimentares do Orógeno Ribeira foram elaboradas por Rosier (1965) e Ebert (1968), sempre utilizando o termo “Grupo Paraíba do Sul”, que se estendia até as unidades metassedimentares do atual Terreno Oriental de Heilbron *et al.* (2000, 2004). Posteriormente, esse grupo foi subdividido de várias maneiras, com diferentes critérios gerando uma variedade de termos estratigráficos (Machado Filho *et al.* 1983; Machado, 1986; Sad & Dutra, 1988; Almeida *et al.*, 1993; Tupinambá, 1993).

Machado Filho *et al.* (1983) usaram o termo “Complexo Paraíba do Sul” para definir um tectonito composto de gnaisses e migmatitos bandados e muito deformados, com intercalações de granitóides, charnockitos, gnaisses kinzigíticos e rochas supracrustais. Foram ainda separados deste conjunto os mármore e rochas associadas que integrariam o Grupo Italva, considerados sedimentos de uma calha brasileira.

Machado (1986) denominou de Unidade Superior os metassedimentos que compõem o Complexo Paraíba do Sul, separando-os da Unidade Inferior que corresponderia os ortognaisses do provável embasamento. Ainda segundo o autor, a Unidade Superior seria subdividida nos grupos inferior (biotita gnaiss granatíferos com sillimanita e biotita gnaiss) e superior (mármore, quartzitos, calciossilicáticas e gonditos).

Heilbron *et al.* (1991, 1993) e Almeida *et al.* (1993) propuseram a denominação de Grupo Paraíba do Sul para as unidades essencialmente metassedimentares correlacionáveis a Unidade Superior de Machado (1986).

Silva *et al.* (2001), extrapolaram para a versão do mapa geológico do estado do Rio de Janeiro 1:400.000, o Complexo Paraíba do Sul para a região oriental do Orógeno Ribeira, sendo composto por três unidades: Unidade Italva (mármore); Unidade São Fidelis (paragnaisses); e Unidade Itaperuna (paragranulitos associados a quartzitos e calcissilicáticas).

Os últimos trabalhos publicados sobre o Grupo Paraíba do Sul, e adotados nesta tese, limitam-no ao Terreno Paraíba do Sul (Heilbron *et al.* 2000, 2004), compreendendo uma sucessão metassedimentar composta de biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos, que ocorrem intercalados em todas as escalas de observação, definindo um bandamento composicional conspícuo. Em ambas as unidades é comumente encontrado mármore dolomítico impuro, gondito, lentes de rochas cálcio-silicáticas e algumas intercalações quartzíticas (Heilbron *et al.* 2000, 2004; Trouw *et al.*, 2000).

Idades de deposição para as sucessões pertencentes à paleo-bacia Paraíba do Sul são difíceis de serem inferidas devido à ausência de dados geocronológicos e falta de relações estratigráficas com o embasamento paleoproterozóico (Complexo Quirino).

4.3.2.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

Com base em mapeamento de detalhe na região entre Bananal (SP) e Rio Claro (RJ), Almeida *et al.* (1993) caracterizaram algumas subunidades pertencentes aos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul, bem como diversos corpos granitóides foliados (pré-deformacionais e sin-deformacionais) e intrusões graníticas (pós-deformacionais).

Após análises geocronológicas U/Pb de precisão em zircões (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996), alguns destes corpos foram caracterizados como plútons neoproterozóicos, sendo também caracterizado o embasamento paleoproterozóico para a Unidade Quirino (atual Complexo Quirino).

Valladares *et al.* (2000), integrando os dados publicados de geocronologia e litogeoquímica (Almeida, 1995; Junho *et al.*, 1999), juntamente com novos dados de campo, litogeoquímicos e geocronológicos (Sm/Nd), reconheceram para os granitos

do Terreno Paraíba do Sul e Terreno Ocidental, três episódios magmáticos relacionados a processos colisionais: 1) estágio sin-colisional 1 (595 - 565 Ma); 2) estágio sin-colisional 2; 3) estágio tardi-colisional (540 - 520 Ma).

Neste trabalho (Valladares *et al.*, 2000), o Terreno Paraíba do Sul foi caracterizado com exemplos de magmatismo tardi-colisional em diques subverticais e plútons alongados NE-SW relacionados à estrutura tardi-deformacionais (zonas de cisalhamento D3). Como exemplos destacam-se o plúton Serra do Ipiranga em Barra do Piraí (Heilbron *et al.*, 1992) e os granitos Getulândia e Fortaleza (Valladares, 1996) em Barra Mansa e Rio Claro. Estes são típicos granitos tipo-I com fraco caráter peraluminoso cujas idades U/Pb concordantes em monazitas foram determinadas a 527 ± 3 Ma e 535 ± 3 Ma. Idade modelo T_{DM} paleoproterozóica (1,97 Ga) com $\epsilon_{Nd} = -11,89$ sugere derivação do embasamento retrabalhado.

4.3.3 – Terreno Embu

O Orógeno Ribeira, especificamente na região sudeste de São Paulo, é composto por três terrenos tectono-estratigráficos limitados entre si por zonas de cisalhamento: o Terreno Costeiro (Oriental de Heilbron *et al.*, 2004), o Terreno Embu, e os Terrenos Apiaí e São Roque, sendo que alguns autores relacionam a história tectônica dos Terrenos Apiaí e São Roque, à extremidade sul do Orógeno Brasília (Figura 4.8).

O Terreno Embu consiste de uma crosta paleoproterozóica-arqueana, fortemente retrabalhada por metamorfismo de alto grau e processos de fusão parcial durante a Orogenia Brasileira. As rochas metamórficas foram intrudidas por granitóides tardi-tectônicos a pós-tectônicos no Neoproterozóico (Fernandes, 1991).

Assim, como no Terreno Paraíba do Sul, a origem e a paleogeografia do Terreno Embu são questões ainda em aberto. Algumas semelhanças entre as litologias das supracrustais em ambos os terrenos, com predomínio de gnaisses e xistos semi-pelíticos a pelíticos, juntamente com algumas informações geocronológicas existentes, principalmente nas rochas ortognáissicas (que compõem o embasamento), têm sido objeto de discussões sobre a possibilidade de estes dois terrenos integrarem ou não uma mesma placa.

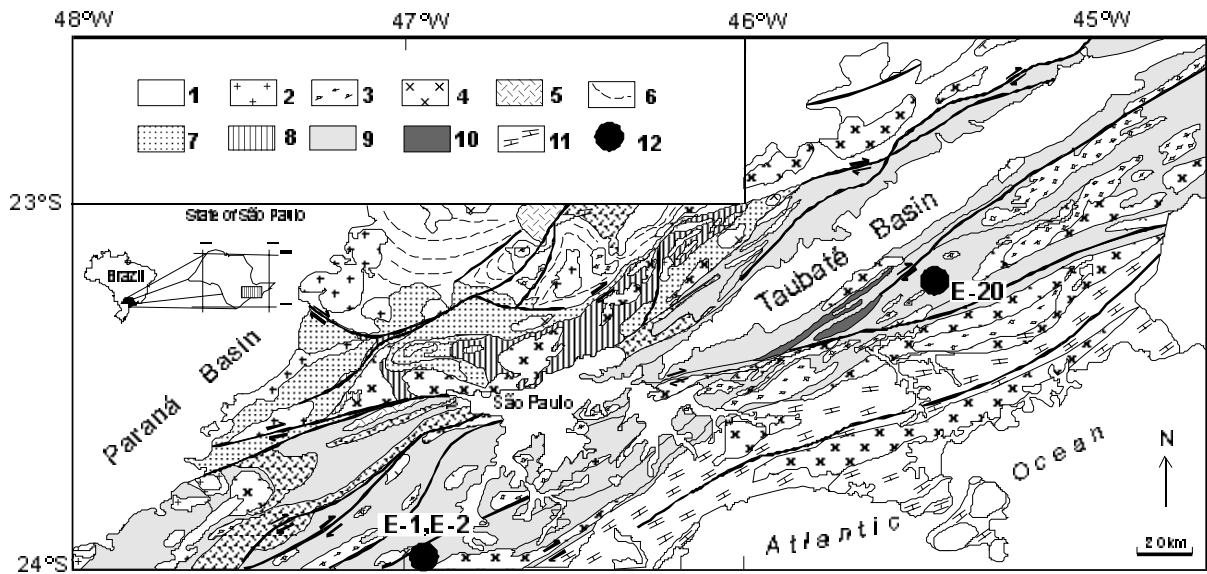


Figura 4.8 - Mapa geológico esquemático da porção leste do estado de São Paulo (Fonte: Vlach, 2001, modificado de Campos Neto, 2000). 1. Cobertura fanerozóicas e intrusivas alcalinas; 2, 3, 4, e 5: Maciços graníticos neoproterozóicos (sin- a pós-orogênico); 6: *Nappe* Socorro-Guaxupé; 7: Grupo São Roque; 8: Grupo Serra do Itaberaba; 9. Complexo (Terreno) Embu (e Pilar do Sul); 10. Complexo Rio Capivari - embasamento (do Terreno Embu) paleoproterozóico a arqueano; 11: Complexo (Terreno) Costeiro.

4.3.3.1 – Embasamento Pré – 1,8 Ga

Fernandes (1991) relaciona os núcleos ortognaíssicos ao sul de São José dos Campos, a norte de São Luis do Piraitinga e de Cunha, ao embasamento do Complexo Embu, nominando-os de Complexo Rio Capivari. Trata-se de rochas migmatíticas com mesossoma de (hornblenda)-biotita gnaiss tonalítico e com leucossomas trochjemíticos, ocasionalmente cortados por leucossomas graníticos venulares mais jovens, de coloração rosada. Juntamente com esta litologia, somam-se anfibolitos métricos a decimétricos intercalados e ortognaisses de aspecto mais homogêneo e composição tonalítica a granítica.

Dados geocronológicos produzidos por Tassinari (1988) e Babinski (1988) forneceram isócronas Rb/Sr de 2473 Ma para o mesossoma tonalítico e valores Pb/Pb e Rb/Sr entre 1400 e 1300 Ma (mas com MSWD >2,5) para os leucossomas graníticos venulares. Tassinari *et al.* (1989) apresentam uma idade modelo Sm-Nd de 2950 a 2750 Ma para o Complexo Capivari.

Babinski *et al.* (2001), a partir da metodologia SHRIMP U/Pb em zircões, dataram o paleossoma e os dois neossomas definidos por Fernandes (*op cit.*) para os migmatitos do Complexo Capivari. O paleossoma apresentou uma idade concordante de 2004 ± 13 Ma, com ocorrência de grãos neoproterozóicos com $614 \pm$

21 Ma e 575 ± 22 Ma, que corresponderia ao metamorfismo de alto grau que causou a migmatização. O neossoma cinza apresentou duas idades arqueanas (ca. 2,9 Ga e 2,74 Ga), idades discordantes paleoproterozóicas (entre 2000-2200 Ma), e uma idade neoproterozóica (516 ± 20 Ma) em borda intercrescida, que evidencia o evento metamórfico que separou os zircões do paleossoma. O neossoma rosa apresentou idades de intercepto superior e inferior a 2154 ± 16 Ma e 757 ± 130 Ma respectivamente, porém com sobrecrescimentos datados a ca. 600 Ma, sugerindo que este magma também foi gerado por fusão *in situ* de rochas paleoproterozóicas.

Ainda, segundo Babinski *et al.* (2001), a ausência de idades mesoproterozóicas U/Pb (SHRIMP) sugere que as errócronas Rb/Sr e Pb/Pb obtidas entre 1,3 - 1,4 Ma (Babinski, 1988 e Tassinari, 1988) representam misturas de magmas paleoproterozóico e neoproterozóico e/ou abertura parcial dos sistemas Rb/Sr e Pb/Pb durante evento metamórfico no Neoproterozóico.

4.3.3.2 – Cobertura Pós – 1,8 Ga

O termo “Complexo Embu” foi primeiramente definido por Hasui (1975) para designar migmatitos e gnaisses aflorantes no Estado de São Paulo e Paraná, sendo aqui utilizado para designar a associação metassedimentar do terreno homônimo, conforme a proposta estratigráfica de Fernandes *et al.* (1990) e Fernandes (1991).

Estes autores individualizaram o Complexo Embu em três unidades: a) Unidade Rio Una, superior e dominada por micaxistos e quartzitos imaturos; b) Unidade Rio Paraibuna, clasto-química, com abundantes quartzitos, calciossilicáticas e intercalações de biotita gnaisses finos e anfíbolitos; e c) Unidade Redenção da Serra, mais expressiva, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfíbolitos, gnaisses calcio-silicáticos e mármores restritos.

Vieira & Tassinari (1988) apresentaram para os metapelitos do Complexo Embu uma isócrona de referência Rb/Sr de ca. 750 Ma, caracterizando uma idade de metamorfismo. O metamorfismo principal é de facies anfíbolito, zona da sillimanita-muscovita, gradando longitudinalmente para sillimanita-feldspato potássico, com anatexia (Vieira, 1996; 605-770 °C e 5-6 kbar). Porém, rochas na facies xisto verde são encontrados em xistos correlatos à Unidade Rio Una.

4.3.3.3 – Plutonitos Neoproterozóicos

O Terreno Embu inclui inúmeras ocorrências de granitóides neoproterozóicos marcadas por um magmatismo de composição francamente peraluminoso. Os tipos petrográficos predominantes variam entre biotita-granitos porfiríticos, biotita-muscovita leucogranitos, e turmalina-granada granitos.

Dados geocronológicos recentes revelam que estes granitos foram gerados em diversos eventos que se sucederam ao longo de ca. 200 Ma (Janasi, 2003). Apesar dos eventos mais antigos registrarem idades da ordem de 780 Ma, a maior parte das ocorrências graníticas foi gerada num curto intervalo de tempo, entre 600-590 Ma, após o pico do magmatismo e metamorfismo nos domínios a oeste e norte (Terreno Apiaí-Guaxupé).

Janasi (2003) apresenta a evolução do magmatismo granítico no Terreno Embu, a partir da intergração de dados de diversos autores, em sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico listados a seguir:

- 1) Metamorfismo e ortognaisses com ca. 790-780 Ma: Vlach (2001) com datações Th-U-Pb em monazita, apresenta um metamorfismo de facies anfíbolito há 790 ± 20 Ma em sillimanita-granada biotita xistos a oeste e leste de São Paulo. Cordani *et al.* (2002) obtiveram idade U-Pb por SHRIMP em zircão de 811 ± 13 Ma, em gnaiss granodiorítico a SW de São Paulo, interpretada como cristalização do protólito ígneo associado a arco magmático continental.
- 2) Magmatismo com ca. 680 Ma: Ainda carente de refinamento, Janasi (2003) identificou idades U/Pb em monazita a 681 ± 5 e 656 ± 4 Ma para o Batólito Serra da Cangalha. Tais dados encontram-se um pouco discordantes com valores elevados para o padrão regional.
- 3) Magmatismo sin-orogênico com ca. 610 Ma: Caracterizado nos batólitos Agudos Grandes, Três Córregos e Cunhanporanga, onde determinações U/Pb identificaram idades entre 615 - 610 Ma para cristalização de diversos corpos graníticos (Gimenez Filho *et al.*, 2000; Janasi *et al.*, 2001; Prazeres Filho, 2000).
- 4) Magmatismo sin-orogênico com ca. 590 Ma: Janasi (2003) obteve idade U-Pb em monazita entre 580 – 590 Ma para os maciços Mogi das Cruzes e Jaguari (concordante a 587 ± 5 Ma), coerente com a idade U/Pb em

monazita obtida por Filipov & Janasi (2001) para o maciço granítico Mauá (concordante a 588 ± 2 Ma).

- 5) Granitos mais jovens: Idades U/Pb fortemente discordantes obtidas em monazitas para o Maciço Santa Branca (Janasi, 2003) compuseram um valor $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 540 ± 5 Ma a partir de uma regressão forçada a zero.

4.3.4 – Terreno Oriental

O Terreno Oriental é limitado a oeste por uma zona de cisalhamento de mergulho moderado (35°) denominado *Central Tectonic Boundary* (Almeida *et al.*, 1998). Este terreno compreende unidades metassedimentares ricas em intercalações de rochas carbonáticas e calcissilicáticas (Domínios Costeiro, Itálva e Cambuci), ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000) e outros granitóides gerados em diferentes episódios da Colagem Brasileira, não sendo encontradas rochas referente ao embasamento pré-1,8Ga (Figura 4.9).

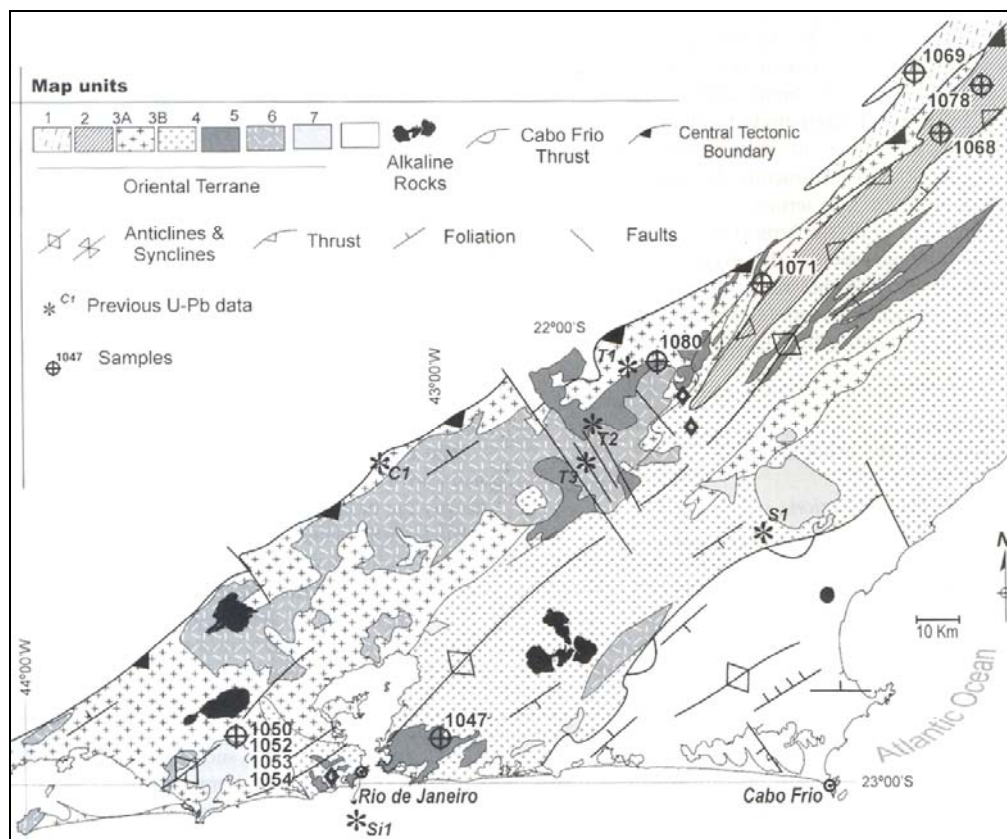


Figura 4.9 – Mapa tectônico do Terreno Oriental. Fonte: Heilbron & Machado (2003). Legenda: amostras numeradas referentes à Heilbron e Machado (op. cit.); T – dados de Tupinambá (1999); S – dados de Schmitt (2000); Si – dados de Silva *et al.*, 2000; 1 – metassedimentos do *Klippe* Cambuci; 2 – metassedimentos e anfibolitos do *Klippe* Itálva; 3a – granitóides de arco; 3b – metassedimentos do Domínio Costeiro e Complexo Rio Negro; 4 – granitóides sin-colisionais relacionados à orogenia 590-550 Ma; 5 – granitóides tardi- sin-colisionais relacionados a orogenia Búzios (530 - 490 Ma); 6 – granitóides tardi-tectônicos (490 - 480 Ma); 7 – Terreno Cabo Frio.

4.3.4.1 – Cobertura Pós - 1,8 Ga

A associação supracrustal do Terreno Oriental compreende domínios tectônicos de metassedimentos em alto grau metamórfico (Heilbron *et al.*, 2003) que receberam ao longo do tempo inúmeras denominações (Paraíba-Desengano, Rosier 1965; Série Paraíba do Sul, Ebert 1957), incluídas conjuntamente com o Grupo Paraíba do Sul (Ebert, 1971; Grossi Sad & Dutra, 1998; Tumpinambá, 1993, Silva *et al.*, 2001).

O termo “Grupo Paraíba do Sul”, usado de forma ampla ao longo dos anos, e caracterizando por vezes grupamentos litológicos variados por diferentes autores, é limitado nesta tese aos metassedimentos do terreno homônimo, segundo o modelo de Heilbron *et al.* (2004).

Para os metassedimentos que compõem o Terreno Oriental, foram definidas distintas sucessões enquadradas em três domínios estruturais (Heilbron *et al.*, 2004; Tupinambá *et al.*, 2007): a) Domínio Cambuci – Granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas; b) Domínio Costeiro – Gnaisses peraluminosos (kinzigíticos), ricos em granada e sillimanita, com intercalações de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas calciossilicáticas e anfibolitos; c) Domínio Italva – Biotita gnaisses bandados, mármores calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos.

Estas associações sugerem um ambiente de plataforma carbonática rasa de margem passiva para o Terreno Oriental que foi invadido por rochas do arco magmático neoproterozóico indicando passagem para margem ativa (Heilbron & Machado, 2003).

Valladares *et al.* (2001), com base em idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos dos quartzitos do Domínio Costeiro, identificaram fontes arqueanas, paleoproterozóicas e meso-neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt *et al.* (2004) para o Domínio Costeiro indicaram deposição no Neoproterozóico, com contribuições de rochas do embasamento e do Arco Mágmató Rio Negro.

Heilbron & Machado (2003), com base em idade U/Pb em zircão (intercepto superior) de 840 ± 11 Ma, obtida para ortoanfíbólitos intercalados nos mármores do Domínio Italva, consideraram-na como melhor estimativa de idade de deposição para esta sucessão, com evento metamórfico registrado a 500 ± 7 Ma (intercepto inferior, e zircão concordante a 501 ± 7 Ma).

Ainda segundo estes autores, dados U/Pb em zircões e monazita de leucossoma derivado de gnaiss kinzigítico do Domínio Cambuci, definiram uma discórdia com intercepto superior a 635 ± 5 Ma, idêntica à idade para o arco Rio Negro, indicando uma derivação não só do embasamento como também do arco magmático neoproterozóico.

4.3.4.2 – Plutonitos Neoproterozóicos

As rochas do Complexo Rio Negro foram primeiramente descritas como migmatitos estromáticos ou nebulíticos que compunham a Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1957), bem como as unidades Santo Aleixo, Bingen (Penha *et al.*, 1979) e Rio Negro (Matos *et al.*, 1980). Entretanto, Tupinambá *et al.* (1996), considerando as texturas e estruturas magmáticas presentes, caracterizaram-as como pertencentes a um complexo metaígneo.

Assim sendo, segundo Tupinambá (1999) e Tupinambá *et al.* (1996, 2000, 2007), o Complexo Rio Negro compreende a ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos com corpos gabróicos associados, subdivididos a partir de dados litogeoquímicos em duas suítes: tonalito-trondjhemito de baixo-K e monzonítica de alto-K. Estas suítes pertenceriam à porção plutônica preservada do Arco Magma Rio Negro com relações intrusivas nos metassedimentos do Domínio Costeiro.

O arco identificado seria produto de um ambiente de margem continental ativa e/ou arco de ilhas no Orógeno Ribeira, com subducção para leste relacionado ao fechamento do Oceano Adamastor (Heilbron *et al.*, 2004).

Dados isotópicos existentes (U/Pb) sugerem duas etapas de geração de rochas neste arco: 790 Ma e 635-620 Ma, com ausência de herança paleoproterozóica ou mais antiga. Heilbron & Machado (2003) obtiveram um intercepto superior a 633 ± 5 Ma (zircão) para cristalização de tonalito, confirmando as idades obtidas por Tupinambá *et al.*, 2000 (634 ± 10 Ma) e Cordani *et al.*, 1967 (620 ± 20 Ma). Um outro hornblenda-biotita gnaiss tonalítico datado por Heilbron & Machado (op cit.) apresentou intercepto superior (zircão e monazita) a 792 ± 12 Ma, podendo indicar tanto um início precoce do processo de magmatismo como a existência de mais de um arco ou episódio magmático.

A fase sin-colisional foi caracterizado pelo padrão estrutural para NW, invertendo o gradiente metamórfico e produzindo abundante plútons tipo-S (Heilbron *et al.*, 1995). Idades metamórficas distribuem-se entre 595 - 565 Ma (Söllner, 1991;

Machado *et al.*, 1996, Heilbron & Machado, 2003). Tupinambá (1999) identificou leucogranitos com textura bandada cortando o Complexo Rio Negro, e considerou o megacorpo de ortognaisses granítico a granodiorítico (Batólito Serra dos Órgãos, Barbosa & Grossi Sad 1985) como incluso durante a fase sin- a tardi-colisional (540 - 580 Ma).

Junho (1990) identificou corpos granitóides e *sills* não foliados de posicionamento tardi-colisional a pós-colisional. Tais corpos, de textura porfirítica a equigranular (como Pedra Branca, Nova Friburgo e Sana) podem estar associados a gabros e dioritos de afinidade toleítica e intrudidos em rochas granitóides pré-existentes. Heilbron & Machado (2003) com base em datação U/Pb em diques pegmatíticos pós-tectônicos, definiram um intervalo entre 513 ± 5 Ma (zircão e monazita) e 482 ± 6 Ma (dois zircões concordantes) para esse magmatismo relacionado ao colapso tectônico.

4.3.5 – Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio aflora na região costeira a sudeste do Estado do Rio de Janeiro, constituído por ortognaisses Paleoproterozóicos do Complexo Região dos Lagos e rochas metassedimentares com intercalações de metabasitos da Unidade Búzios, corresponde o último estágio de colagem brasileira (530 - 520 Ma; Schmitt, 2001) (Figura 4.10).

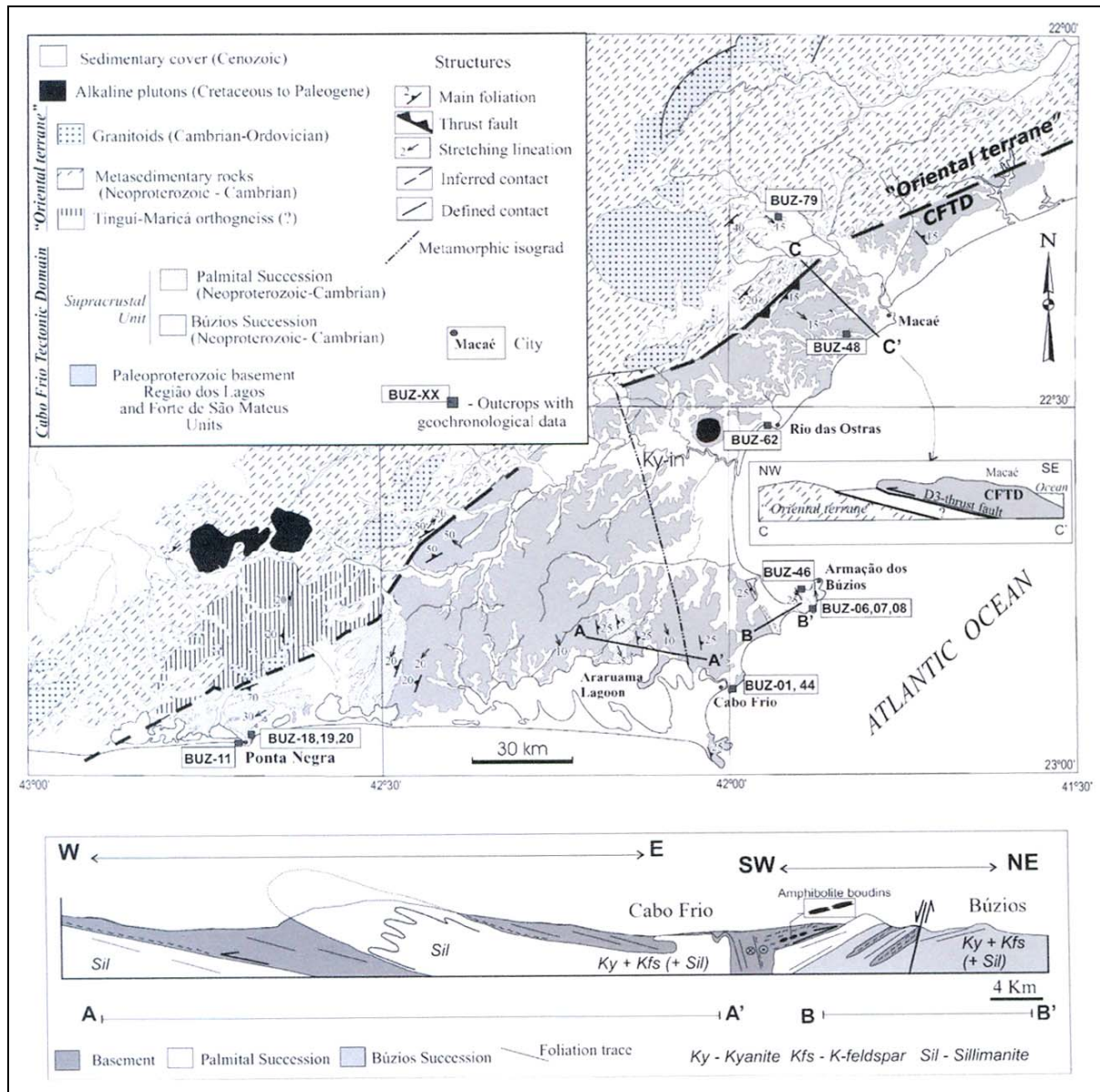


Figura 4.10 – Mapa geológico do Terreno Cabo Frio (fonte: Schmitt *et al.*, 2004).

4.3.5.1 – Embasamento Pré - 1,8 Ga e Cobertura Pós - 1,8 Ga

A maioria dos trabalhos existente para a região desenvolveu estudos integrados entre a cobertura e embasamento, sendo apresentados a seguir seguindo ordenamento cronológico.

Fonseca *et al.* (1979) relacionaram a Faixa Saquarema - Cabo Frio – Macaé (Rosier, 1965) e o Complexo do Litoral Fluminense à Faixa Costeira. Denominaram de Seqüência Búzios a seqüência de rochas metassedimentares descritas. Com base nas direções estruturais NNW e NNE, no conteúdo mineral da Seqüência Búzios e num único dado geocrononológico de Delhal *et al* (1969), sugeriram uma possível correlação da região com o Cráton de Angola-Kasai na África.

Reis *et al.* (comunicação escrita, in Fonseca *et al.*, 1984) denominou Unidade Região dos Lagos para os metamorfitos com diferentes graus de homogeneização. Estes metamorfitos apresentariam contato transicional com rochas xistosas, compostas por cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses e xistos, intercalados com níveis quartzosos e calciossilicáticos, equivalentes à Sequência Búzios.

Heilbron *et al.* (1982) caracterizaram, na região do Cabo de Búzios, duas seqüências migmatíticas: Sequência Inferior (ortognaisses migmatíticos e anfibolíticos); e Sequência Superior (paragnaisses com cianita e sillimanita, e intercalações de rochas calciossilicáticas e anfibolíticas).

Machado Filho *et al.* (1983) incluíram a Faixa Saquarema—Cabo Frio-Macaé (Rosier, 1965), a Unidade Região dos Lagos (Reis *et al.*, *op. cit.*) e os ortognaisses da Sequência Inferior (Heilbron *et al.*, *op.cit.*) numa mesma unidade litológica denominada de Complexo Cabo Frio.

Fonseca (1989) distinguiu dois blocos crustais na parte sudeste do Estado do Rio de Janeiro: uma zona móvel, pequeno fragmento do Cinturão Ribeira, e o Bloco Cabo Frio, cujo embasamento de natureza granitóide foi denominado de Complexo Região dos Lagos, superpostas pelas unidades metassedimentares. Apesar da inexistência de datações geocronológicas, o autor propôs que o Bloco Cabo Frio esteve à margem e não foi afetado pela Orogênese Brasileira que formou a zona móvel.

Machado & Demange (1990) distinguiram duas unidades lito-estruturais: o Batólito de Araruama de tendências estruturais NW-SE (granitóides polideformados) e rochas supracrustais. Com base na correspondência geométrica entre as dobras da terceira fase de deformação, os autores sugeriram que o batólito seria o provável embasamento das supracrustais.

Zimbres *et al.* (1990) dataram as rochas ortognáissicas da região de Cabo Frio, por meio dos métodos U/Pb em zircão, Rb/Sr em rocha total e K/Ar em biotita e anfibólio, no mesmo afloramento datado por Delhal *et al.* (1969). Os dados analíticos U/Pb definiram interceptos a 1981 ± 18 Ma (cristalização) e 488 ± 55 Ma (metamorfismo relacionado aos eventos tectono-magmáticos finais do Ciclo Brasileiro). Os resultados Rb-Sr produziram uma isócrona de 1799 ± 62 Ma ($R_i = 0,707$), sugerindo residência crustal no Paleoproterozóico. Consideraram ainda que a área foi pouco afetada pela orogênese Brasileira preservando estruturas pré-brasileanas divergentes, atuando como um corpo rígido no choque ocorrido no

Proterozóico Superior de uma placa pertencente ao Cráton de Angola, de mesma idade.

Fonseca (1993) propôs a denominação de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio" para a área em questão. A evolução dos eventos se encaixaria num modelo de Ciclo de Wilson, com colisão arco de ilha/continente (formando os ortognaisses Paleoproterozóicos) e continente/continente (para os paragnaisses brasileiros), ambos com subducção para NW. Idades modelo T_{DM} arqueanas (entre 2663Ma e 2343 Ma) dos ortognaisses foram interpretadas como época máxima de formação de seus protólitos. Uma contribuição de material juvenil foi caracterizada pelas idades aparentes Rb-Sr e Sm-Nd intermediárias (entre 1600 Ma e 1200 Ma), com suposta superimposição do metamorfismo dos paragnaisses. Idades Ar-Ar de 600 a 500 Ma (hornblenda e biotita) reforçaram a interpretação desse rejuvenescimento parcial.

Schmitt (2001) identificou a "Orogenia Búzios", evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano mais novo das faixas móveis brasileiras no Brasil. Definiu o Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) como constituído de um embasamento de ortognaisses e ortoanfibolitos, cristalizados entre 2,03 e 1,96 Ga (U-Pb em zircões) tectonicamente intercalado com as supracrustais das sucessões Búzios e Palmital, depositadas em ambiente de fundo oceânico entre 1,7 Ga e 1,0 Ga (idades-modelo Nd). As rochas deste domínio foram submetidas a um evento tectono-metamórfico de alto grau, cujo pico ocorreu a pressões mínimas de 9 Kbar e temperaturas acima de 780 °C, registrado entre 525 Ma e 520 Ma (U-Pb em zircões de leucossomas dos ortognaisses e metapelitos).

5 – ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Como apresentado no capítulo 1, a atual pesquisa não teve por objetivo o mapeamento geológico das unidades que compõem o Terreno Paraíba do Sul, e sim a investigação geocronológica das unidades deste terreno, direcionados por dados litogeoquímicos (existentes e produzidos), e por mapeamentos e demais trabalhos existentes.

O mapeamento geológico vem sendo desenvolvido ao longo dos últimos vinte anos pela equipe do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica da Faculdade de Geologia da UERJ, em escala de detalhe, pelas disciplinas de estágio de campo, trabalhos de iniciação científica, monografias de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado de seu corpo docente e orientandos.

A consulta deste acervo, somada às lâminas petrográficas e amostras de rocha existentes, subsidiaram muitas das informações presentes neste capítulo, complementado pelas informações dos pontos amostrados (para geoquímica e geocronologia), e outros pontos considerados importantes durante as atividades de campo da atual pesquisa.

A seguir, será apresentada a caracterização destas unidades estudadas, pertencentes ao Terreno Paraíba do Sul. Mais adiante no capítulo 7, serão descritos, de forma mais específica, cada um dos afloramentos que foram amostrados para este trabalho.

5.1 – Complexo Quirino

Os ortognaisses do Complexo Quirino, comumente, formam lajes e paredões resistentes que, por vezes, se destacam na topografia (Figura 5.1). Constituem rochas leucocráticas a mesocráticas de estrutura gnáissica e, por vezes, homogêneas, apresentando textura porfiroblástica (Figura 5.2) a glomeroporfiroblástica (glômeros de hornblenda), de granulometria média a grossa. A foliação gnáissica apresenta variações de mergulho, de subhorizontal (Figura 5.3) adquirindo aspecto milonítico subvertical próximo à zonas de cisalhamento (Figuras 5.4 e 5.5), com direção de *strike* sempre para NE-SW.

Ocorrem ainda enclaves mesocráticos a melanocráticos, centimétricos a métricos, de formas lenticulares ou tabulares (Figuras 5.5, 5.6 e 5.7), ou mesmo contendo a foliação principal, podendo ser calciossilicáticos de cor esverdeada, ricos em tremolita, ou anfíbolitos, com hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo. Na

rodovia BR-116, entre Além Paraíba e Leopoldina, foram identificados enclaves gnáissicos (ponto LE-CM-12).

Aspectos de anatexia, textura nebulítica, injeções félsicas discordantes ou veios e sills concordantes são relacionáveis aos eventos posteriores, em sua maioria de idade neoproterozóica (Figuras 5.7 e 5.8).

As relações de contato com as supracrustais que originaram os gnaisses do Grupo Paraíba do Sul, com rochas de outros domínios tectônicos ou até mesmo rochas graníticas intrusivas, por vezes são confusas no campo, em decorrência do alto grau metamórfico e deformação associada, e às variações texturais dessas litologias. Os principais critérios de campo são caracterizados por mudanças topográficas, mineralógicas e texturais que geralmente são perpendiculares à estrutura regional de direção NE-SW. Nos mapeamentos regionais, os contatos entre rochas de diferentes domínios geralmente são tectônicos e bem definidos.



Figura 5.1 - Vista da Serra das Abóboras ao fundo a partir da BR-040 próximo a Três Rios (RJ). Maciço rochoso de ortognaisse pertencente ao Complexo Quirino que se destaca na topografia.



Figura 5.2 - Detalhe da textura porfiroblástica dos ortognaisses do Complexo Quirino e enclaves anfibolíticos associados. Ponto VR-150.



Figura 5.3 - Pedreira em Pouso Seco, antiga Rio-São Paulo, biotita gnaisse da série alto-K datada por Valladares (1996) (2185 ± 8 Ma (U-Pb) ID-TIMS). Ponto VR-150.



Figura 5.4 - Afloramento de ortogneisse milonítico do Complexo Quirino próximo a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul em Além Paraíba (MG). Ponto EC-II-2002-4.



Figura 5.5 - Afloramento de ortogneisse do Complexo Quirino, visto em corte perpendicular ao mergulho da foliação medida a N54°E/83°SE. Hornblenda e biotita ocorrem como minerais máficos principais, junto a pequenos enclaves de anfibolitos e porfiroblastos feldspáticos. Ponto BP-I-40.



Figura 5.6 – Detalhe do afloramento de ortognaisse do Complexo Quirino com glômeros de hornblenda e repleto de enclaves de anfibolitos. Ponto LE-CM-12.



Figura 5.7 - Afloramento de hornblenda biotita ortognaisse com enclave de anfibolito (4,5m) e veio felsico concordante logo acima. Corte na rodovia BR-116, 5 km a norte do trevo para Angustura, Folha Leopoldina (MG).



Figura 5.8 - Ortognaisse do Complexo Quirino com bandamento gnáissico cortado por venulações félsicas discordantes. Ponto BP-M-642.

A caracterização petrográfica foi realizada no Laboratório de Petrografia da FGEL/UERJ. Procurou-se identificar diversos aspectos tanto macroscópicos quanto microscópicos, tais como: constituição mineral, classificação modal, texturas, estruturas, reações metamórficas, produtos de alteração, dentre outros.

Para uma melhor caracterização dos constituintes mineralógicos e suas proporções, adotou-se a metodologia de tingimento dos feldspatos que consiste em um ataque químico de “slabs” de rocha (Anexo 2). Nesta reação, o feldspato potássico em contato com uma solução de cobaltonitrito de sódio adquire uma coloração amarela enquanto que o plagioclásio em contato com o amarante adquire uma coloração rosa (Figura 5.9).

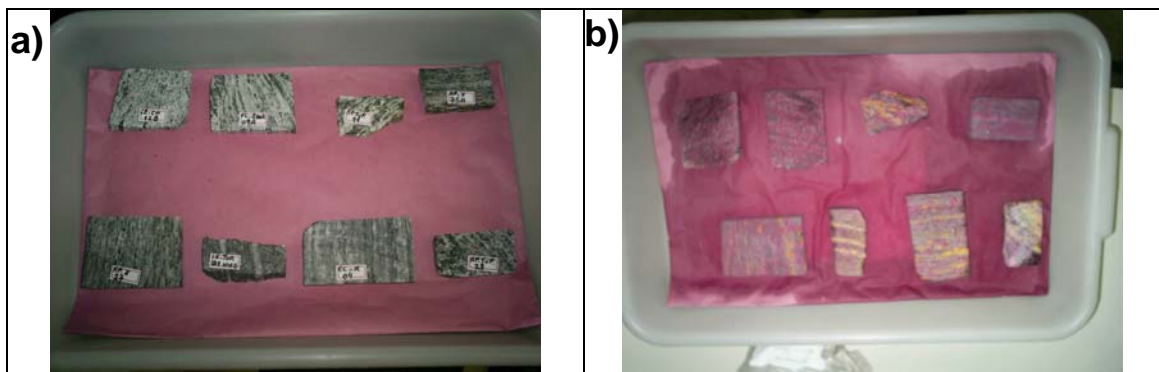


Figura 5.9 – a) situação dos *slabs* antes do tingimento; b) situação dos *slabs* após ataque químico (o cobaltonitrito de sódio reage com o K-feldspato tornando-o amarelo e o amarante reage com o plagioclásio tornando-o rosa).

A Figura 5.10 apresenta o diagrama QAP modal (Streckeisen, 1976), com todas as amostras com análises geoquímicas, que incluem os ortognaisses do Complexo Quirino (já divididas nas séries alto-K e médio-K), e os dois granitóides neoproterozóicos. Este diagrama identifica dois padrões composicionais para o Complexo Quirino: um expandido granito/granodiorito/tonalito; e outro predominantemente tonalítico.

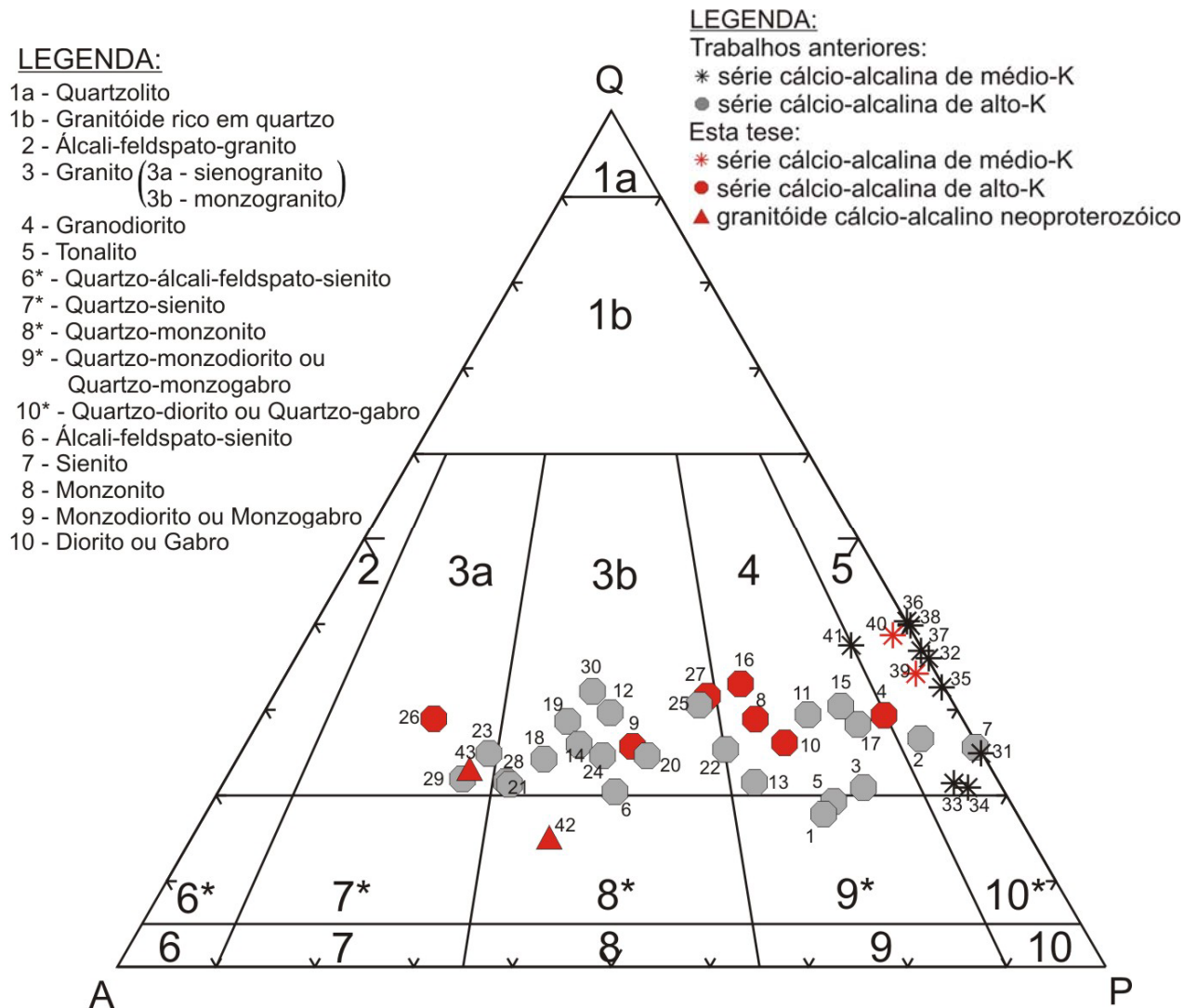


Figura 5.10 - Amostras do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP modal de Streckeisen (1976). Em vermelho as amostras produzidas no atual trabalho. Q = quartzo, A = álcali feldspato, P = plagioclásio. Identificação das amostras na tabela abaixo:

1	BP-IV-80	10	AP-TUP-28	19	VR-150B	28	VR-222A	37	NSA-V-66
2	VR-5022B	11	BP-I-22	20	BP-M-642	29	VR-223A	38	NSA-V-49
3	VR-5096	12	PS-PM-67	21	VR-201A	30	VR-08	39	EC-II-2002-9A
4	EC-II-2002-6	13	VR-5077	22	VR-5020	31	BP-I-24	40	LE-CM-12B
5	BP-II-61A	14	PS-PM-69A	23	VR-5099	32	VAS-M-793	41	TR-MM-72
6	VR-94A	15	BP-IV-53	24	PS-PM-66	33	VAS-786B	42	SA-129a
7	VR-5024	16	LE-CM-10	25	TR-MM-71A	34	BP-I-4(3)	43	CB-SV-01
8	AP-X-66	17	BP-II-26	26	AP-X-29	35	BP-M-659		
9	SP-TUP-11	18	VR-5029	27	EC-II-2002-4	36	BP-I-40		

Pôde-se também identificar dois litotipos principais pela análise microscópica (Anexos 2 e 3): um hornblenda-biotita gnaiss (Figuras 5.11 e 5.12) e um biotita gnaiss (Figuras 5.13 a 5.16). O hornblenda-biotita gnaiss tem composição tonalítica a granodiorítica e apresenta um predomínio de plagioclásio (40-60%), por vezes em porfiroblastos, em detrimento do K-feldspato (0-25%), contendo, como minerais máficos, hornblenda e biotita em proporções próximas (3-20%). O biotita gnaiss, de composição granodiorítica a granítica, apresenta porfiroblastos de K-feldspato (30-50%) em detrimento do plagioclásio (20-35%) e biotita como máfico predominante (5-25%), quase não havendo hornblenda (0-1%). Para ambos os litotipos o quartzo se mantém a cerca de 15-30% em média. Algumas exceções não se enquadram nas porcentagens médias citadas.

Normalmente, o plagioclásio é oligoclásio e seus grãos são anédricos a subédricos, com geminações múltiplas bem definidas, por vezes cruzadas ou incompletas, havendo indícios de saussuritização em fraturas e bordas. O feldspato potássico, na maioria das vezes é representado pela microclina, havendo ainda ortoclásios micropertíticos, também anédricos a subédricos, nem sempre geminados.

Os cristais de quartzo costumam ser anédricos e recristalizados apresentando, comumente, extinção ondulante.

Os minerais máficos são representados por hornblenda e biotita quase sempre orientados. A biotita, em geral, apresenta pleocroísmo marrom a verde pálido, com variações marrom-avermelhadas para os biotita-gnaisses comuns na região de Volta Redonda (RJ) (Figuras 5.15 e 5.16), e ocorre em palhetas curtas ou alongadas, por vezes amorfa, podendo alterar para clorita. A hornblenda tem pleocroísmo verde-oliva e ocorre em grãos anédricos, fraturados, de aparência esquelética, por vezes apresentando uma ou duas direções de clivagem. Os piroxênios (clinopiroxênios, em maior quantidade, e ortopiroxênios, subordinados) são observados em poucas amostras, e apresentam-se em cristais fraturados ou fragmentados, que tendem a ser acompanhados pelo anfibólio. Como acessórios, são comuns a titanita, apatita, zircão, epidoto e minerais opacos (por vezes euédricos). Como minerais secundários são comuns a clorita, a sericita, óxido/hidróxido de ferro e carbonato.

De acordo com a paragênese mineral descrita, envolvendo plagioclásio e hornblenda, reconhece-se que o metamorfismo nessas rochas atingiu a facies

anfibolito superior, com temperaturas acima de 640°C (Turner, 1980). Alguns litotipos aflorantes a NE do Terreno Paraíba do Sul, próximo a Além Paraíba (MG), apresentam coloração esverdeada e ocorrências de ortopiroxênio, denotando aumento do grau metamórfico para condições de facies granulito, também registrado por Santos *et al.* (2005), Figuras 5.17 e 5.18.

A amostra EC-II-2002-6, representante deste litotipo granulítico, apresenta uma idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (intercepto superior) de 2197 ± 11 Ma descrita no capítulo 7 desta tese. Rochas ortogranulíticas similares, pertencentes ao Complexo Juiz de fora (granitóides cálcio-alcálicos de arco magmático e granitos colisionais), são citados como tendo idades de cristalização mais jovens (entre 2,14 e 2,07 Ga. Heilbron *et al.*, 2004), constatando-se serem de unidades distintas em virtude dessa diferença de idade.

No caso dos granitóides, foram amostrados dois pontos: o SA-129A (Sapucaia, RJ) e o CB-SV-01 (Bananal, SP) de composição quartzo-monzonito e sienogranito segundo o diagrama QAP (Figura 5.10), que difere do conjunto de rochas que definem o Complexo Quirino, apesar de se situarem nos domínios deste complexo. Ambos apresentam-se leucocráticos com alta proporção de feldspato alcalino (>40%).

A amostra SA-129A, mais homogênea, contém cristais subédricos de plagiocásio, quartzo e microclina anédricos, minerais máficos representados por biotitas (verde pálido) e anfibólios em mesmas proporções (10%), mais titanita, minerais opacos, apatita, allanita e zircão como minerais acessórios. As características de campo indicam se tratar de injeção félsica, tendo como encaixante o ortognaisse do Complexo Quirino.

Já a amostra CB-SV-01 apresenta-se inequigranular com minerais anédricos de feldspato, quartzo e plagioclásio, e minerais máficos representados apenas pela biotita (14%) de coloração avermelhada, muito parecida com as descritas por Valladares (1996) para os biotita gnaisses de Volta Redonda, tendo ainda apatita e zircão como principais minerais acessórios. Apesar de ocorrer afloramentos migmatíticos nas redondezas que foram mapeados como Complexo Quirino (Eiraldo Silva, 2006), o ponto amostrado aparentava ser mais homogêneo, passível de constituir um pequeno corpo plutônico não mapeável em escala regional.

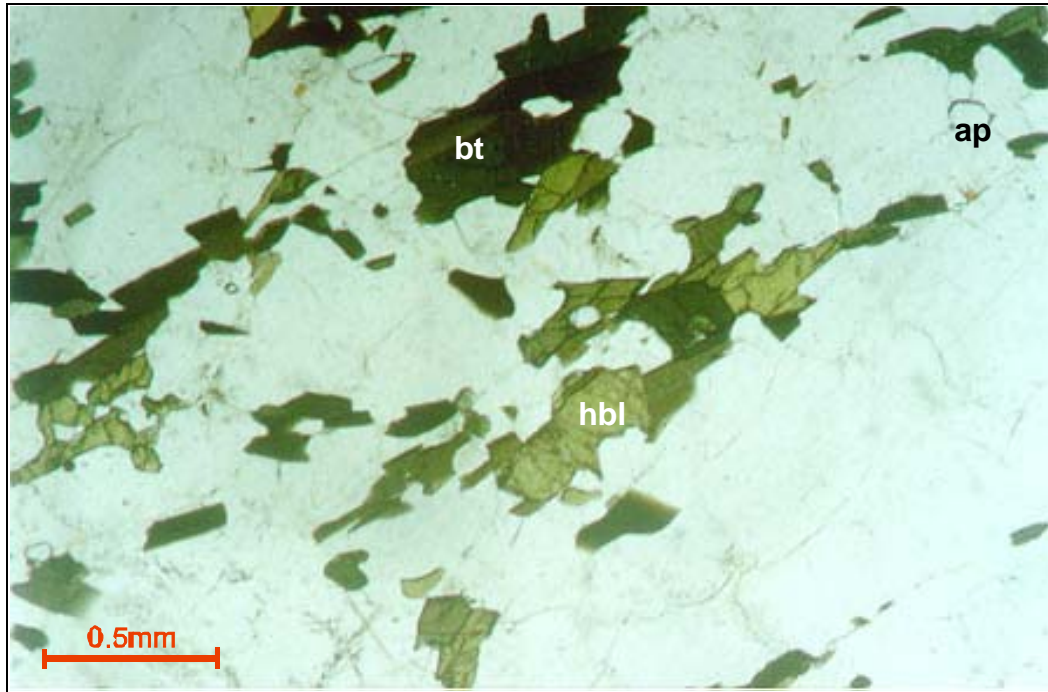


Figura 5.11 – Fotomicrografia do hornblenda-biotita gnaiss. Predomínio da hornblenda (hbl) como mineral máfico. Luz natural - lâmina: BP-M-659. Legenda: bt = biotita, ap = apatita.

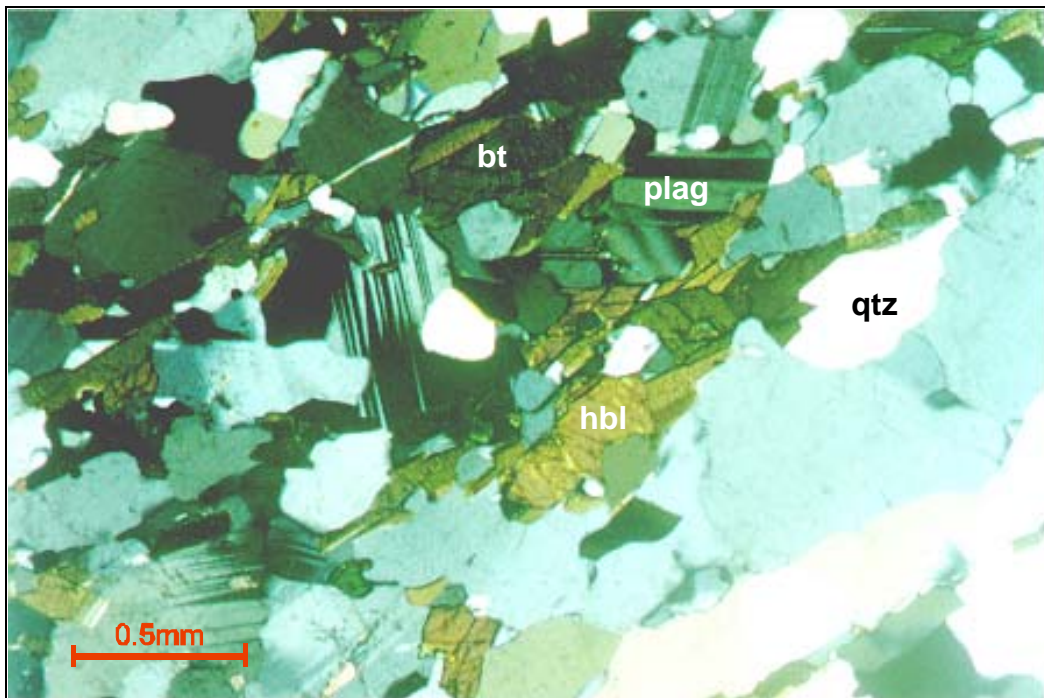


Figura 5.12 - Associação de minerais presentes no hornblenda-biotita gnaiss (série cálcio-alcálica de médio-K), que apresenta hornblenda como máfico principal e plagioclásio como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: BP-M-659. Legenda: qtz = quartzo, plag = plagioclásio, bt = biotita, hbl = hornblenda.

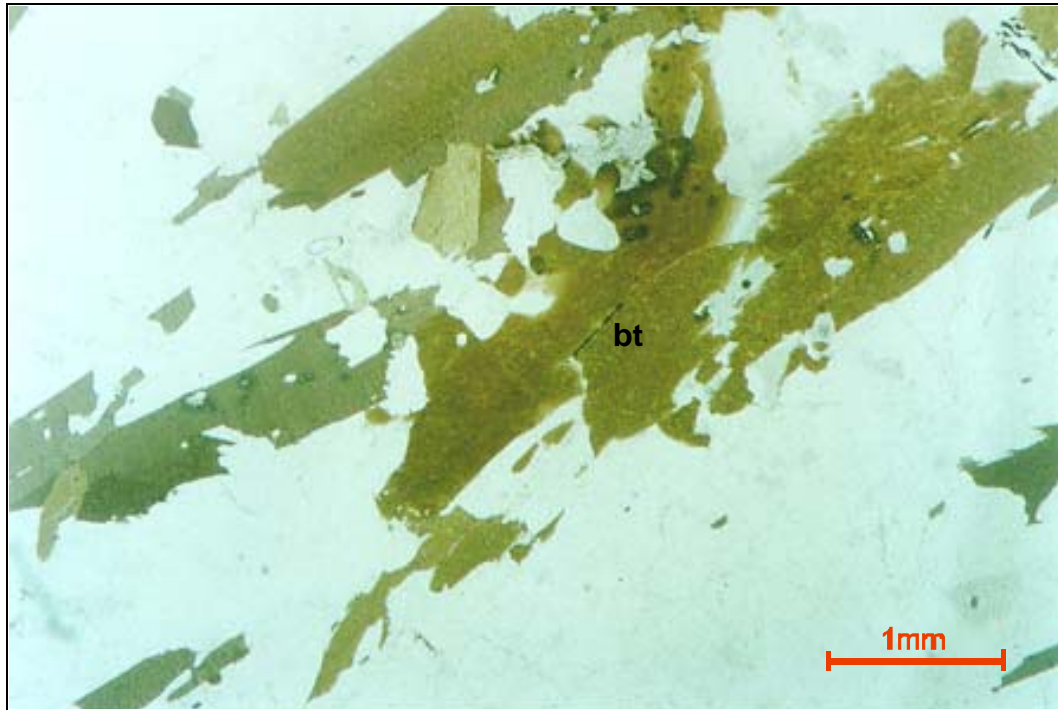


Figura 5.13 – Fotomicrografia do biotita gnaise (série cálcio-alcálica de alto-K). Predomínio da biotita (bt) como mineral máfico. Luz natural - lâmina: BP-M-642.

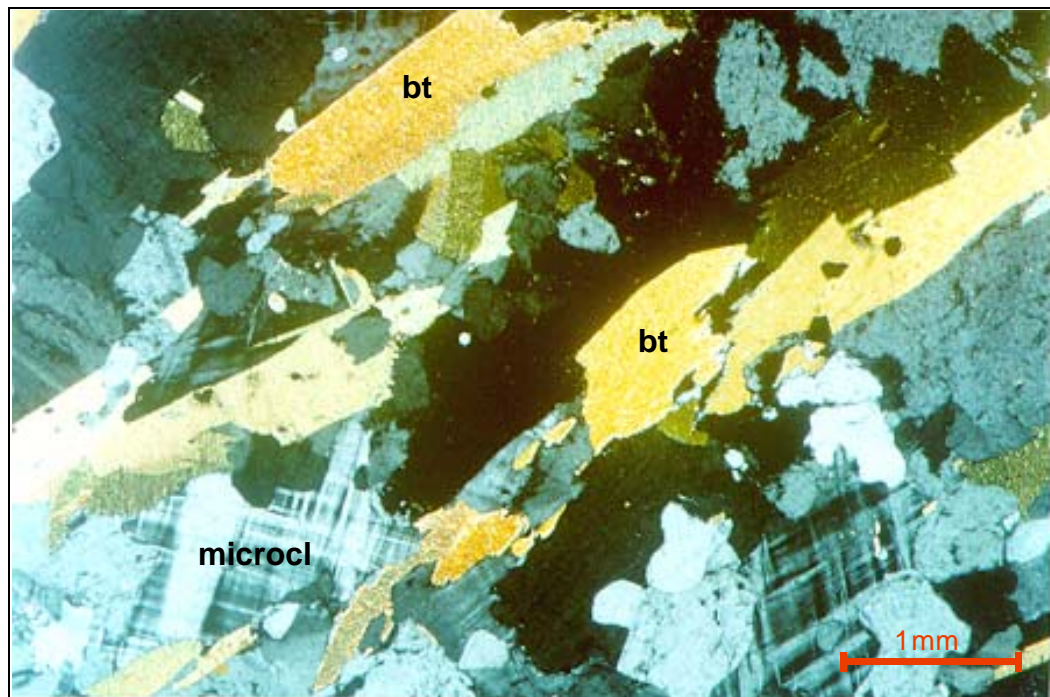


Figura 5.14 - Associação de minerais presentes no biotita-gnaise (série cálcio-alcálica de alto-K) onde a biotita é o máfico principal e o K-feldspato aparece como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: BP-M-642. Legenda: bt = biotita, microcl = microclina.

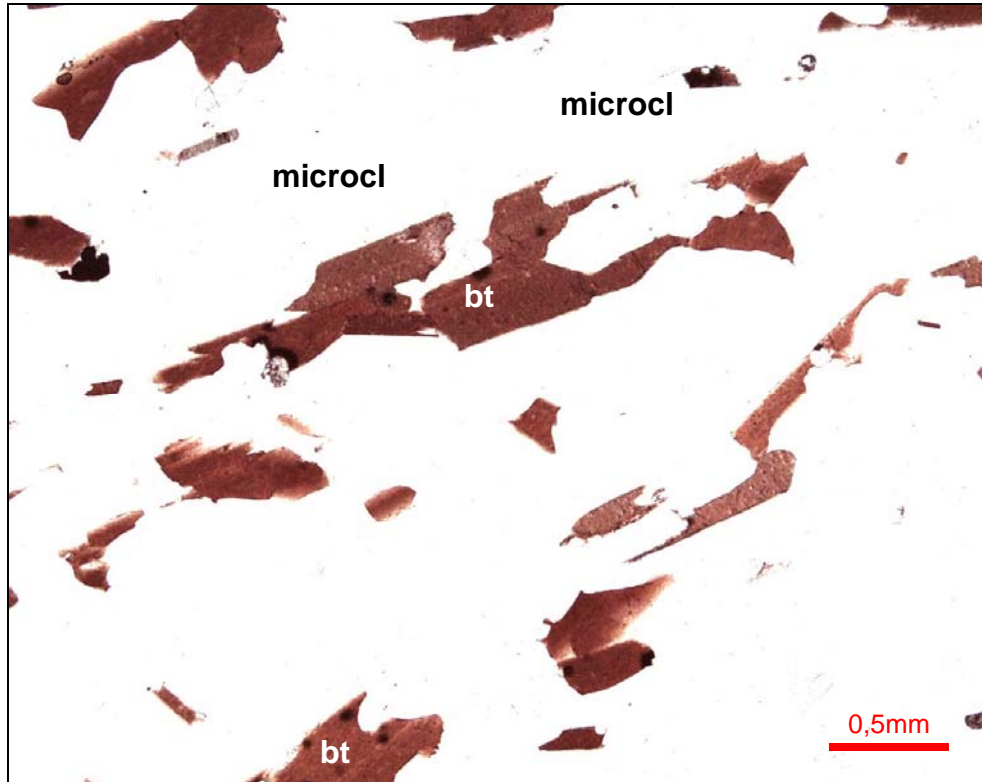


Figura 5.15 – Fotomicrografia do biotita gnaiss (série cálcio-alcálica alto-K). Predomínio da biotita como mineral máfico. Neste caso notar a coloração avermelhada das biotitas, comum na região de Volta Redonda (RJ) para este tipo de litologia. Luz natural - lâmina: VR-08. Legenda: bt = biotita, microcl = microclina.

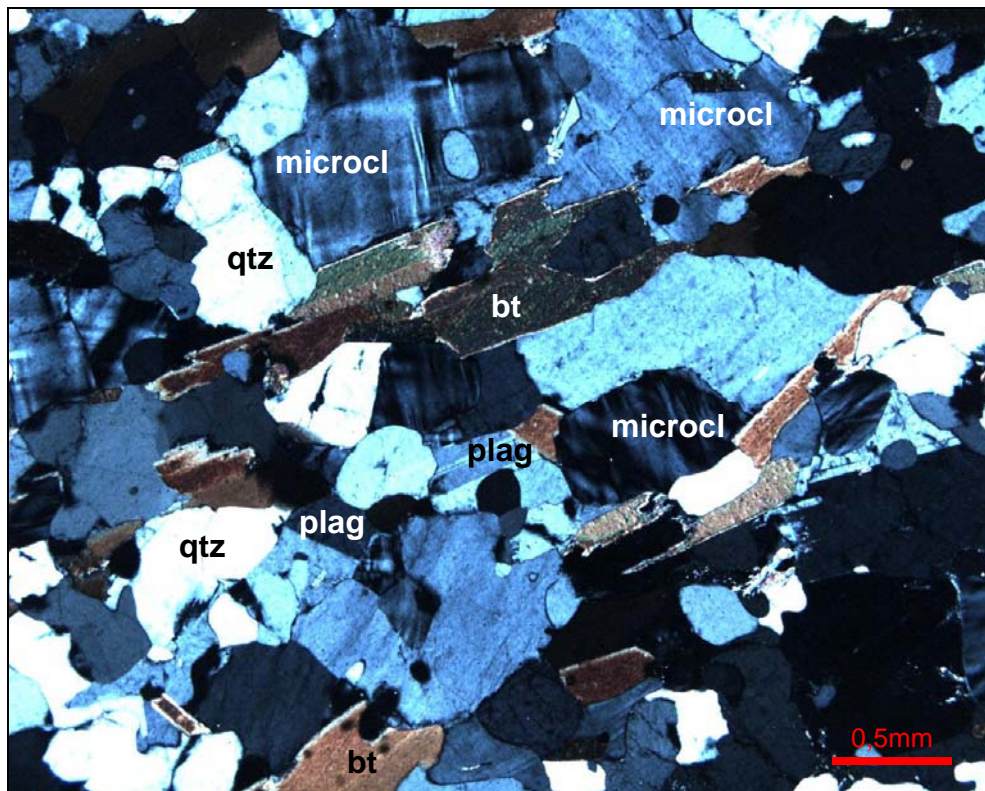


Figura 5.16 - Associação de minerais presentes no biotita-gnaiss (série cálcio-alcálica de alto-K) onde a biotita é o máfico principal e o K-feldspato aparece como feldspato predominante. Nicóis cruzados - lâmina: VR-08. Legenda: qtz = quartzo, bt = biotita, plag = plagioclásio, microcl = microclina.

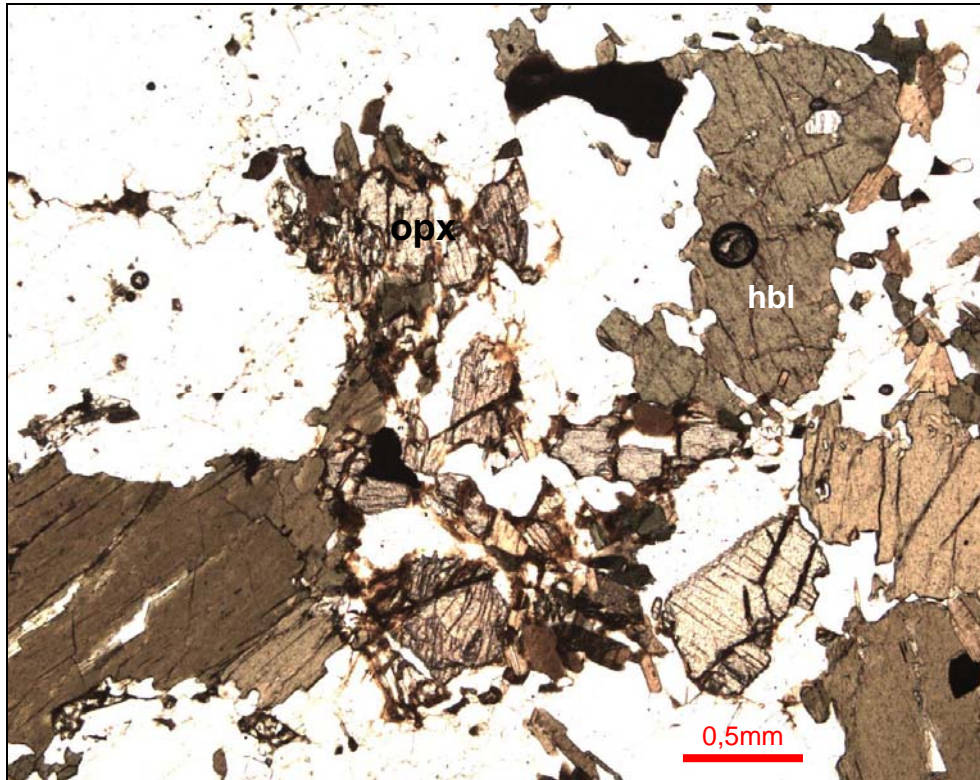


Figura 5.17 - Fotomicrografia de ortogneisse do Complexo Quirino sob facies granulito, mapeado na região de Além Paraíba (MG). Em destaque a associação de minerais máficos constituída por anfibólio e piroxênios. luz natural – lâmina: EC-II-2002-6. Legenda: opx = ortopiroxênio, hbl = hornblenda.

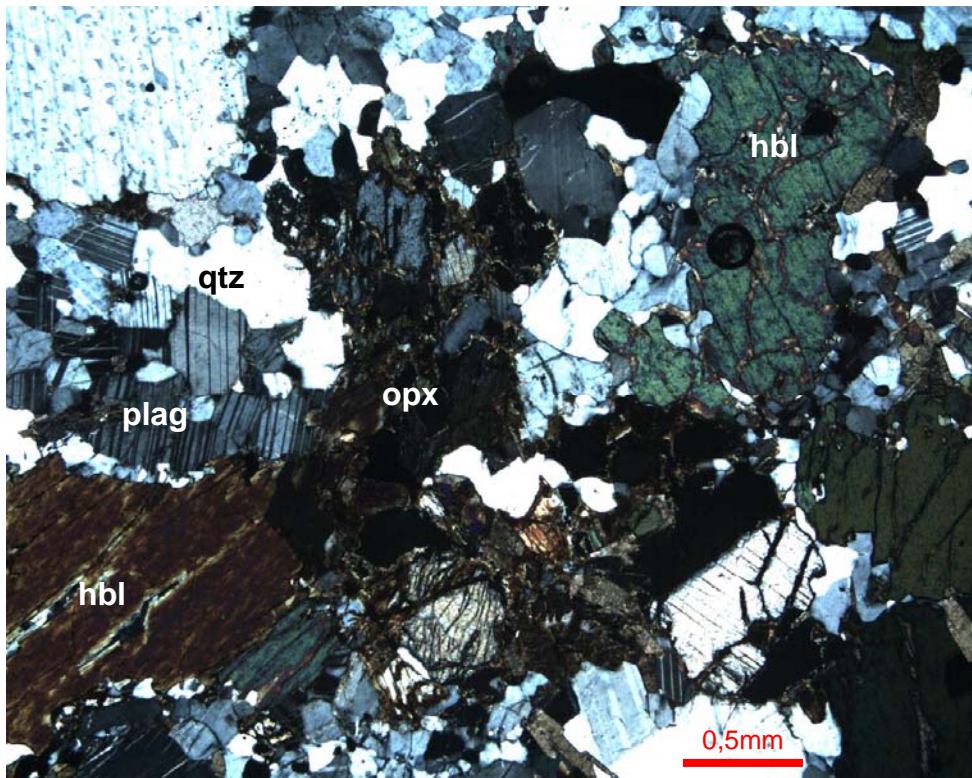


Figura 5.18 – Fotomicrografia de ortogneisse do Complexo Quirino sob facies granulito, mapeado na região de Além Paraíba (MG). Ao centro observa-se o ortopiroxênio com extinção reta em meio aos anfibólios. Nicóis cruzados – lâmina: EC-II-2002-6. Legenda: qtz = quartzo, plag = plagioclásio, hbl = hornblenda, opx = ortopiroxênio.

5.2 – Grupo Paraíba do Sul

Dentro dos limites do Terreno Paraíba do Sul, a cobertura metassedimentar, representada pelo Grupo Paraíba do Sul, ocupa maior parte da porção SW (ca. 65% em área) próximo a Bananal (SP), Volta Redonda e Vassouras (RJ), assumindo uma faixa mais estreita no sentido NE, ao longo do contato oriental com o terreno adjacente até a região de Leopoldina e Além Paraíba (MG), aflorando em camadas no núcleo de dobras reviradas, entre flancos ocupados por gnaisses do Complexo Quirino (Tupinambá *et al.*, 2002), Figura 5.19.

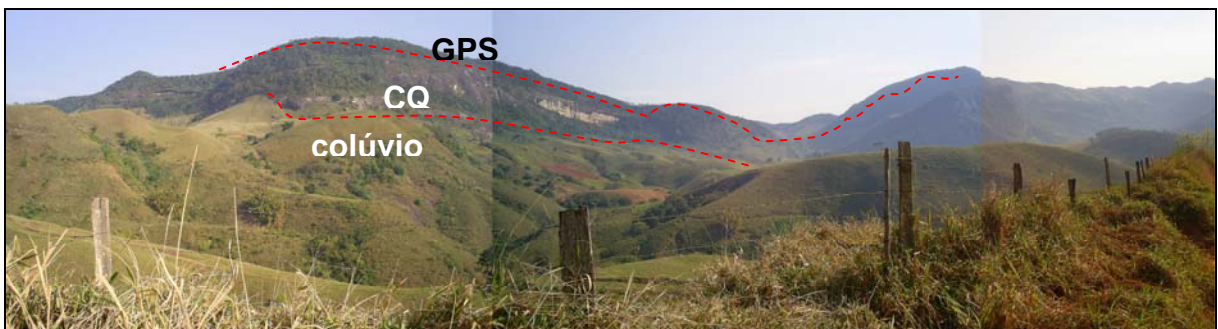


Figura 5.19 - Vista geral a partir do ponto SA-129 para NE. Complexo Quirino (CQ) por entre as cristas das serras adjacentes compostas pelos paragneisses do Grupo Paraíba do Sul (GPS).

Segundo Heilbron *et al.* (2004), a sucessão metassedimentar compreende duas unidades principais metamorfizadas sob facies anfíbolito superior: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita biotita gnaisses pelíticos; unidades estas que podem ocorrer intercaladas em todas as escalas de observação.

Normalmente, este tipo de litologia apresenta um relevo arrasado, de morfologia arredondada, em consequência da maior susceptibilidade à alteração de seus minerais constituintes.

Os metassedimentos deste grupo são sillimanita granada biotita gnaisses (Figura 5.20), muito micáceos e xistosos que passam gradualmente para biotita gnaisses ricos em porfiroblastos arredondados de feldspato, sendo encontrados ainda freqüentes intercalações lenticulares de rochas calcissilicáticas, mármore, anfíbolitos, gnditos e poucos quartzitos.

Os mármore são calcíticos e dolomíticos, brancos, homogêneos e granoblásticos, podendo conter tremolita e diopsídio, além do carbonato. Os anfíbolitos ocorrem como lentes, *boudins* e corpos tabulares decimétricos interpretados como *sills* metamorfizados (Marins, 2000). Os quartzitos são raros, finos e impuros e afloram como camadas lenticulares pouco espessas, normalmente intercalados com os paragneisses alterados (Figuras 5.21 e 5.22).



Figura 5.20 – Afloramento de sillimanita-granada-biotita gnaissé do Grupo Paraíba do Sul na região de Bananal (SP). Foto por Eiraldo Silva (2006).



Figura 5.21 – Saibreira em Além Paraíba (MG) contendo quartzito recristalizado, com feldspato caulinzado e indícios de manganês. Ocorre intercalado com o paragnaisse alterado. Ponto AP-TUP-22.



Figura 5.22 – Detalhe do afloramento AP-TUP-22, descrito na foto anterior.

Especificamente nos pontos visitados na região de Bananal, próximo aos locais de coleta, a litologia se caracteriza por um (muscovita)-biotita gnaiss bandado com muitas camadas intercaladas de (granada)-sillimanita-muscovita-biotita xisto, correlacionável à “Unidade Beleza” de Almeida *et al.* (1993). Por se tratar de uma unidade bastante estratificada, com alternâncias de protólitos psamíticos, pelíticos e carbonáticos, as freqüentes lentes métricas a centimétricas de rochas calcissilicáticas, mármore calcítico-dolomítico, níveis de gondito e quartzitos, facilitou a amostragem dos quartzitos, que geralmente são de difícil ocorrência no Grupo Paraíba do Sul (Figura 5.23).



Figura 5.23 – Afloramento de quartzito fino e impuro de dimensões métricas, intercalado com mármore (fora da foto), na Serra da Bocaina, em Bananal (SP).

Em Barra do Piraí, o segundo ponto amostrado corresponde a uma saibreira contendo quartzito envolto a um gnaisse aluminoso alterado do Grupo Paraíba do Sul (Figura 5.24). Este ponto pertence a uma estreita e contínua faixa, paralela à estrutura regional NE-SW, posicionada tectonicamente em meio às rochas vizinhas mapeadas como Complexo Quirino (Figura 5.25).



Figura 5.24 – Detalhe do afloramento de quartzito amostrado referente ao ponto BP-SV-02, em Barra do Pirai (RJ).

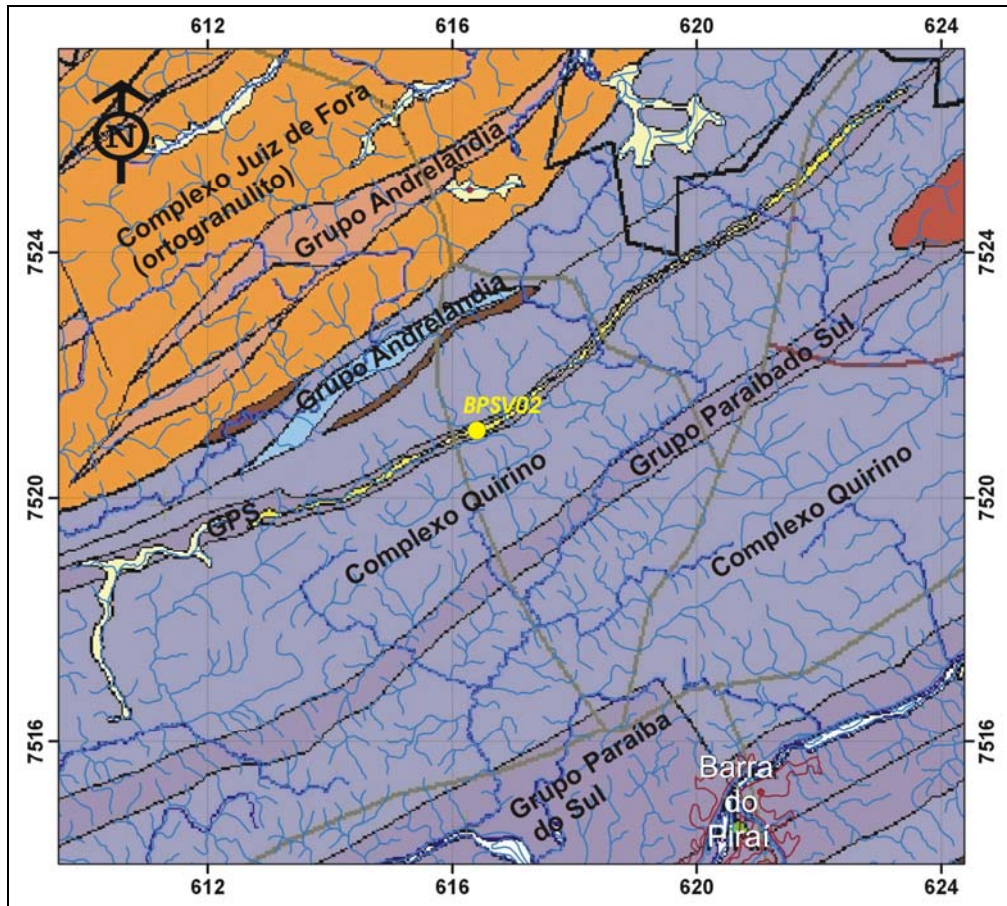


Figura 5.25 – Mapa de localização do ponto amostrado BPSV02 no município de Barra do Pirai. Geologia a partir da Folha Barra do Pirai 1:100.000, Pronageo (CPRM / UERJ), 2006, disponível no site: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>. GPS = Grupo Paraiba do Sul.

6 – LITOGEOQUÍMICA

6.1 – Tratamento dos dados geoquímicos

Os dados litogeoquímicos foram obtidos a partir do método de fusão dos elementos maiores por ICP e fusão dos elementos traços e elementos terras raras (ETR) por ICP/MS nos laboratórios da UNESP e ACTLABS (Canadá), já citados. Trata-se de nove análises inéditas relacionadas à região da folha 1:100.000 Leopoldina, MG (Heilbron *et al.*, 2002b), juntamente com outras trinta e duas análises já publicadas (Valladares, 1996; Valladares *et al.*, 2002).

De posse desses dados, foi realizada uma avaliação da qualidade das análises, principalmente quanto à soma do fechamento dos óxidos, no intuito de rastrear possíveis discrepâncias associadas à alterações, contaminação ou erros analíticos.

Para todas as amostras, o fechamento das análises com totais entre 98,0 e 101,0% retrata a boa qualidade, enquanto que o percentual de perda ao fogo (PF), inferior a 2%, expressa amostras pouco alteradas (Anexo 4).

Posteriormente, os dados foram processados utilizando um programa computacional (Clarke, 1993) para classificações químicas de rocha e diagramas discriminantes de paleoambientes tectônicos.

A partir da integração dos novos dados litogeoquímicos com os dados pré-existentes, procurou-se ainda realizar uma abordagem petrogenética preliminar, utilizando métodos estatísticos com base em diagramas de Harker e nas concentrações e razões de ETR. Este estudo contribuiu com informações para a identificação de grupamentos afins passíveis de representarem suítes cogenéticas. Tais grupamentos balizaram a posterior etapa de investigação geocronológica.

6.2 - Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Quirino

As tabelas do Anexo 4 apresentam análises geoquímicas das quarenta e uma amostras utilizadas neste trabalho, dispostas segundo o aumento de SiO₂, e subdivididas nas duas séries calcio-alcálicas (alto e médio-K, Valladares *et al.*, 2002) para os ortognaisses do Complexo Quirino. Destas, trinta amostras seriam correspondentes à série alto-K, enquanto a de médio-K estaria representada pelas onze restantes. Duas amostras (VR-5020 e VR-5077) apesar de plotadas no campo de médio-K (próximo ao limite do campo alto-K) segundo diagrama de Le Maitre (1989), foram consideradas como pertencentes à série alto-K, por serem

representadas por biotita-gnaisses granodioríticos, com cerca de 3% peso de K_2O , e serem enriquecidas em alguns elementos incompatíveis tais como U e Th. Estes critérios estão apresentados na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Quadro comparativo entre as séries de alto-K e de médio-K do Complexo Quirino. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm.		
	Série de alto K	Série de médio K
Teor de sílica	rochas intermediárias a ácidas	predomínio dos termos intermediários
Petrografia	predomínio de biotita gnaissé	predomínio de hbl-bt gnaissé
Composição	granítica a granodiorítica	tonalítica
Na_2O	2,3 a 4,9%	3,7 a 4,6%
K_2O	2,7 a 6,1%	1,0 a 2,4%
K_2O/Na_2O	predominantemente >1	<1
CaO	3,5% (média)	4,9% (média)
Rb	157 ppm (média)	59,9 ppm (média)
Nb	16 ppm (média)	7,6 ppm (média)
Th	20 ppm (média)	3,8 (média)
U	2,8 ppm (média)	0,3 ppm (média)
Zr	235 ppm (média)	148 ppm (média)
Eu/Eu*	0,33-1,31 (0,69, média)	0,73-2,00 (1,18, média)

Eu* = concentração teórica para ausência de anomalia de Eu = $[(Sm_N).(Gd_N)]^{1/2}$

Os ortognaisses do Complexo Quirino plotados no diagrama “sílica x álcalis” de Irvine & Baragar (1971), constituem uma série subalcalina (Figura 6.1) e plotam ao longo do *trend* das suítes calcio-alcálicas no diagrama AFM (Figura 6.2) destes mesmos autores. Tais gnaisses são metaluminosos a fracamente peraluminosos em consequência da proporção molecular de alumina menor que as de sódio, potássio e cálcio somadas, com índice de Shand inferior a 1,1 (Figura 6.3), demonstrando que são do tipo I (White & Chappell, 1977), o que está de acordo com os dados petrográficos (assembléia de minerais não aluminosos).

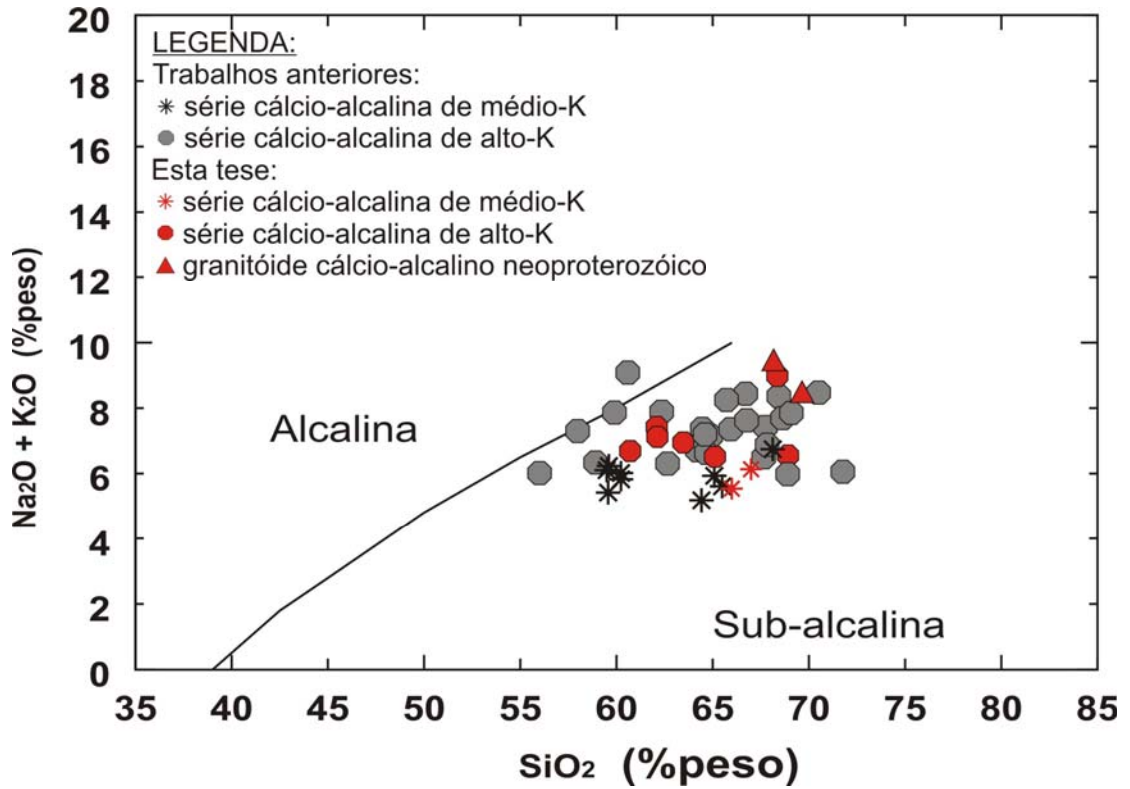


Figura 6.1 - Diagrama sílica x álcalis para os ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971).

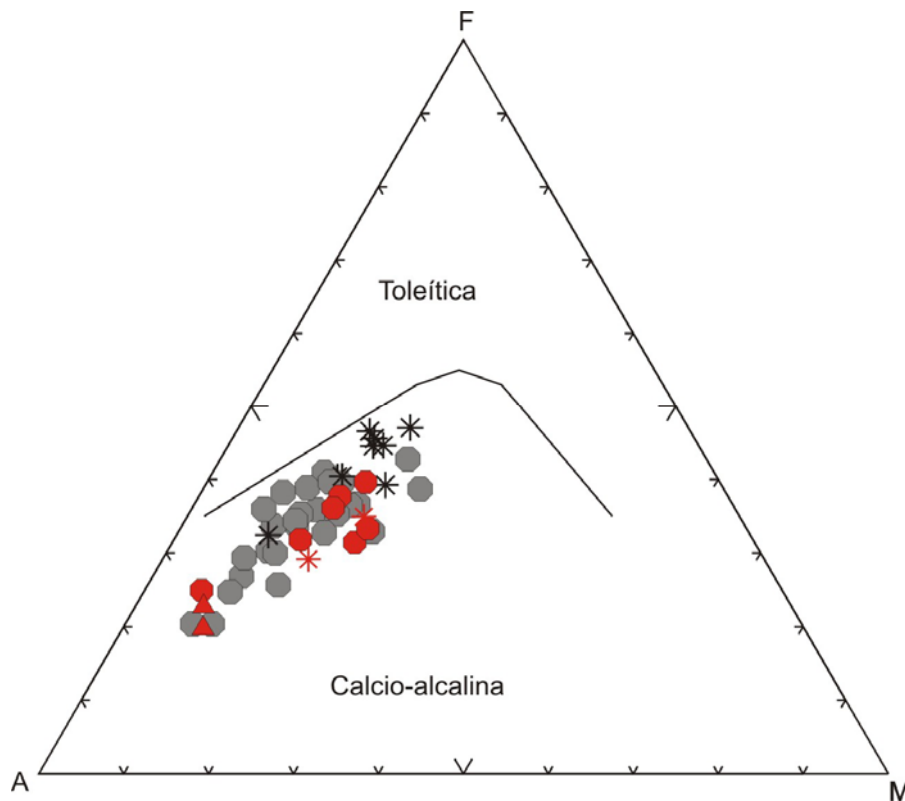


Figura 6.2 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos. Amostras plotadas no campo cálcio-alkalino. A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$, M = MgO .

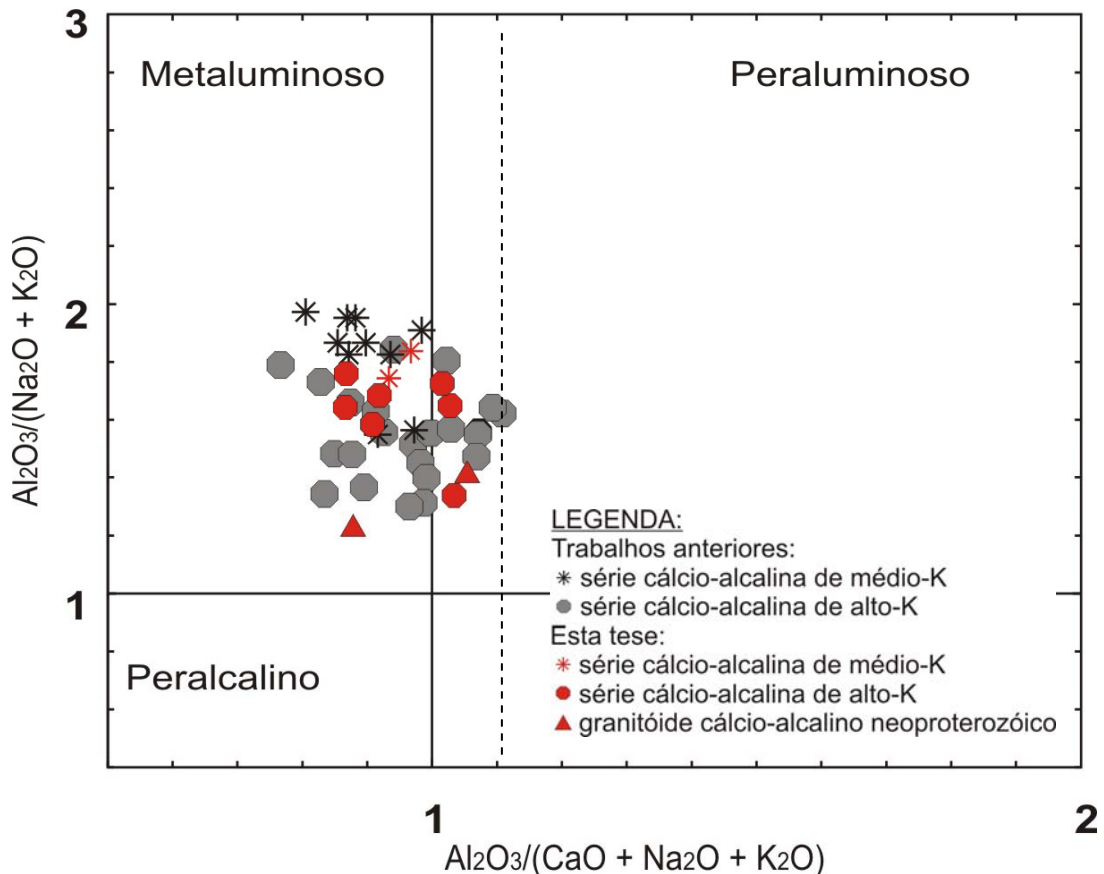


Figura 6.3 - Caráter metaluminoso dos ortognaisses do Complexo Quirino, juntamente com os granitóides amostrados (Maniar & Piccoli, 1989). Dados em proporção molecular.

No diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 6.4), estas rochas plotam nos campos das séries calcio-alcalinas de alto-K e médio-K, conforme já descrito na literatura (Valladares *et al.*, 2002). A associação destas séries com dados petrográficos confirma que os dois tipos litológicos principais descritos no capítulo 5 compõem quimicamente estas duas séries citadas para o Complexo Quirino. Em geral, as rochas pertencentes à série de alto-K apresentam uma composição mais expandida granítica-adamelitica/granodiorítica/tonalítica e são correlacionáveis aos biotita-gnaisses (ricos em microlina), enquanto que as da série médio-K apresentam composição exclusivamente tonalítica, sendo correlacionáveis à maioria dos hornblenda-biotita gnaisses (ricos em plagioclásio). Os diagramas normativos An-Or-Ab (O'Connor, 1965) e QAP (Lê Maitre, 1989) (Figuras 6.5 e 6.6), confirmam essa tendência, também condizente com o QAP de Streckeisen (1976) da Figura 5.10.

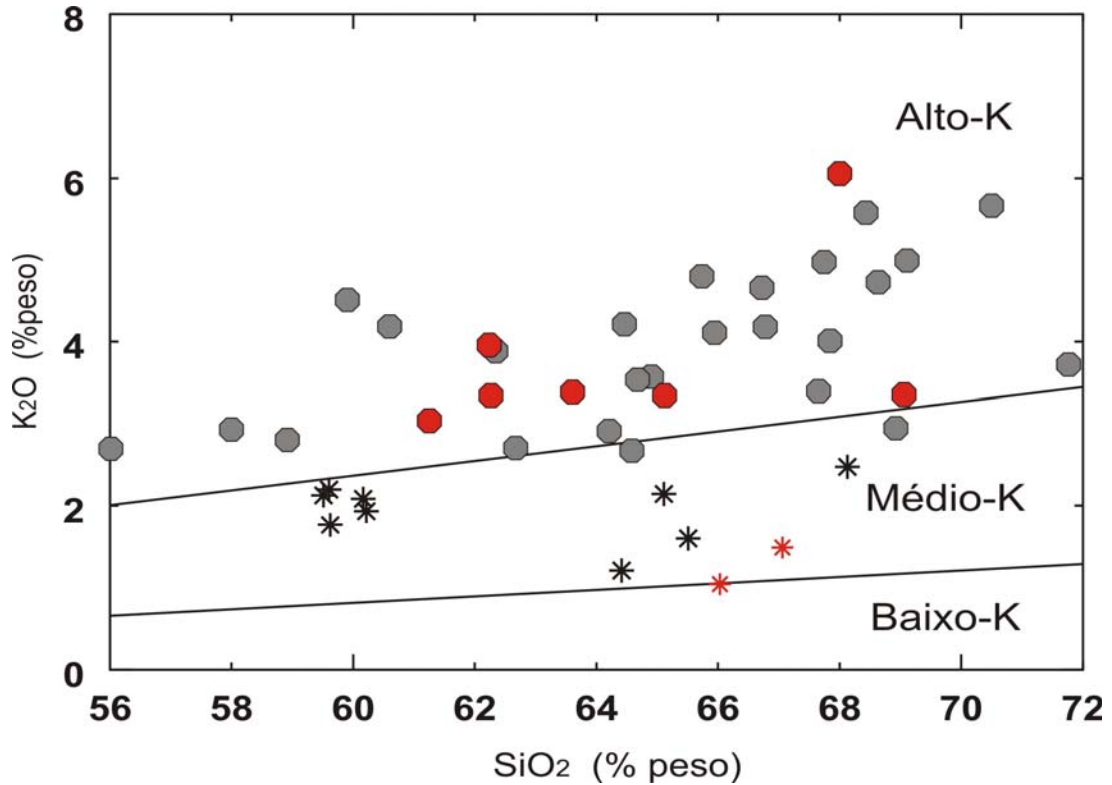


Figura 6.4 - Diagrama $K_2O \times SiO_2$, com limites extraídos de Le Maitre (1989), para os ortognaisses do Complexo Quirino.

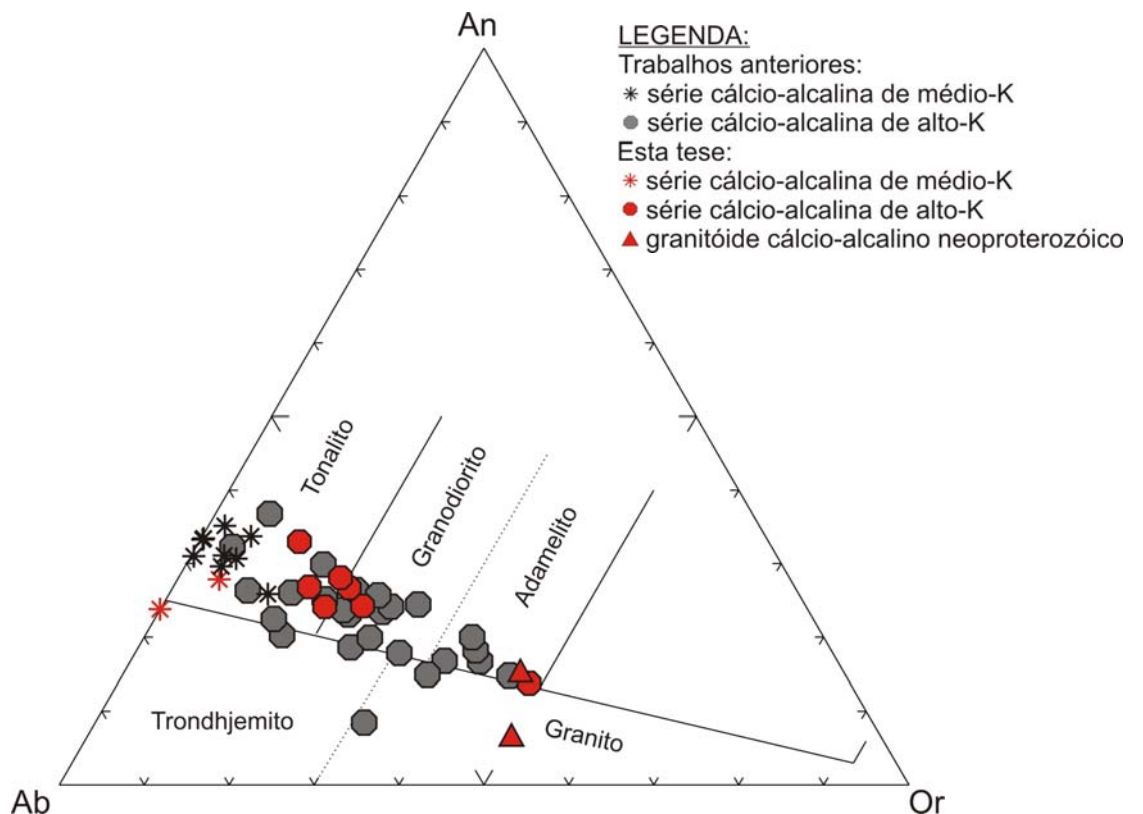


Figura 6.5 – Diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides. Notar a ausência de termos trondhjemíticos. A série alto-K do Complexo Quirino apresenta-se mais expandida enquanto a médio-K está limitada ao campo do tonalito. Os granitóides neoproterozóicos são essencialmente de composição granítica/adamelítica.

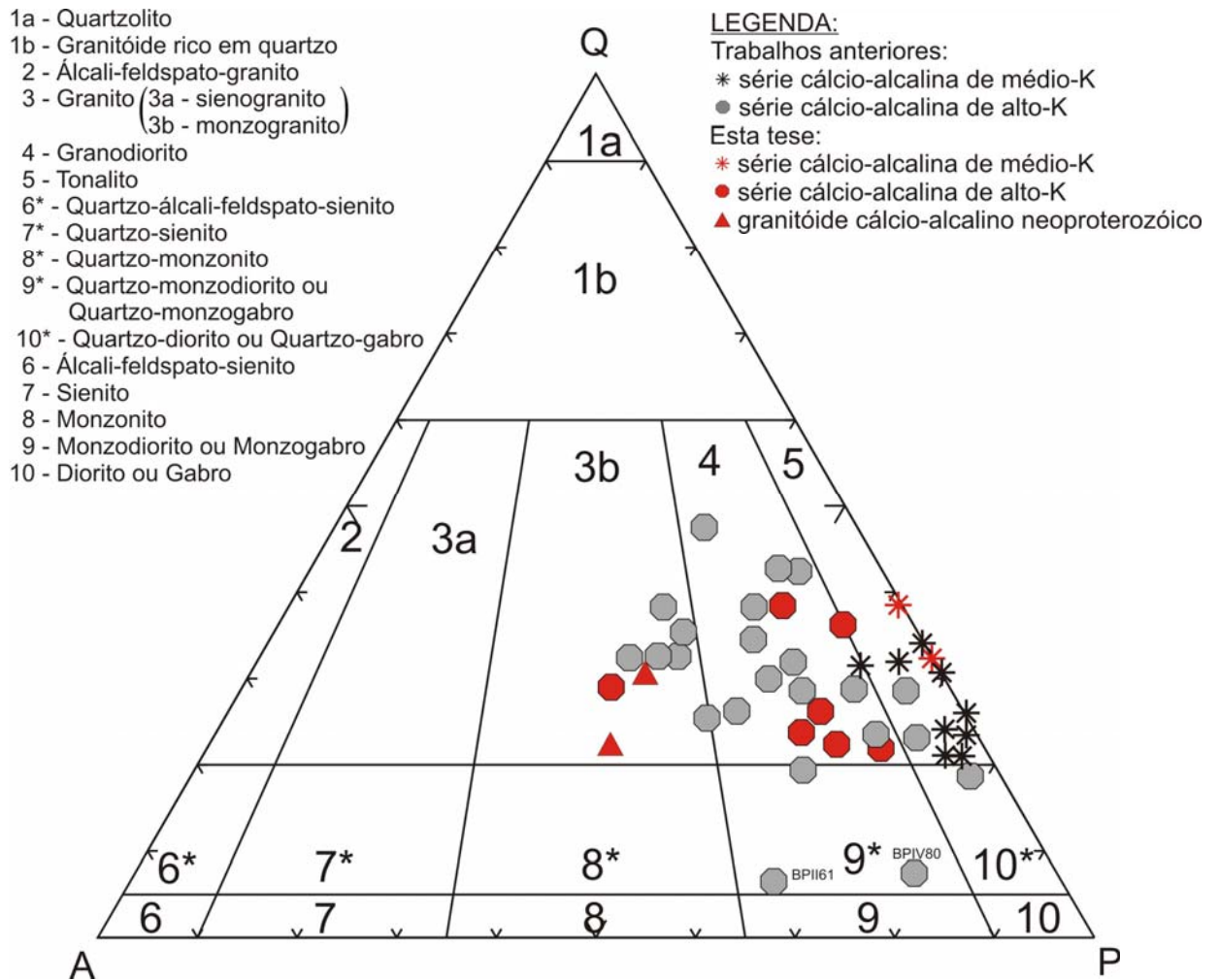


Figura 6.6 – Classificação química para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Q = quartzo, A = álcali feldspato, P = plagioclásio.

No diagrama classificatório R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), as amostras plotam um pouco mais dispersas, embora também haja uma concentração nos campos tonalíticos e granodioríticos (Figura 6.7). Algumas amostras de médio-K plotaram no campo do diorito, assim como as amostras BP-II-61 e BP-IV-80, plotaram no campo sienito e gabro, respectivamente, o que pode ser explicado em virtude deste diagrama ter sido concebido para litotipos básicos.

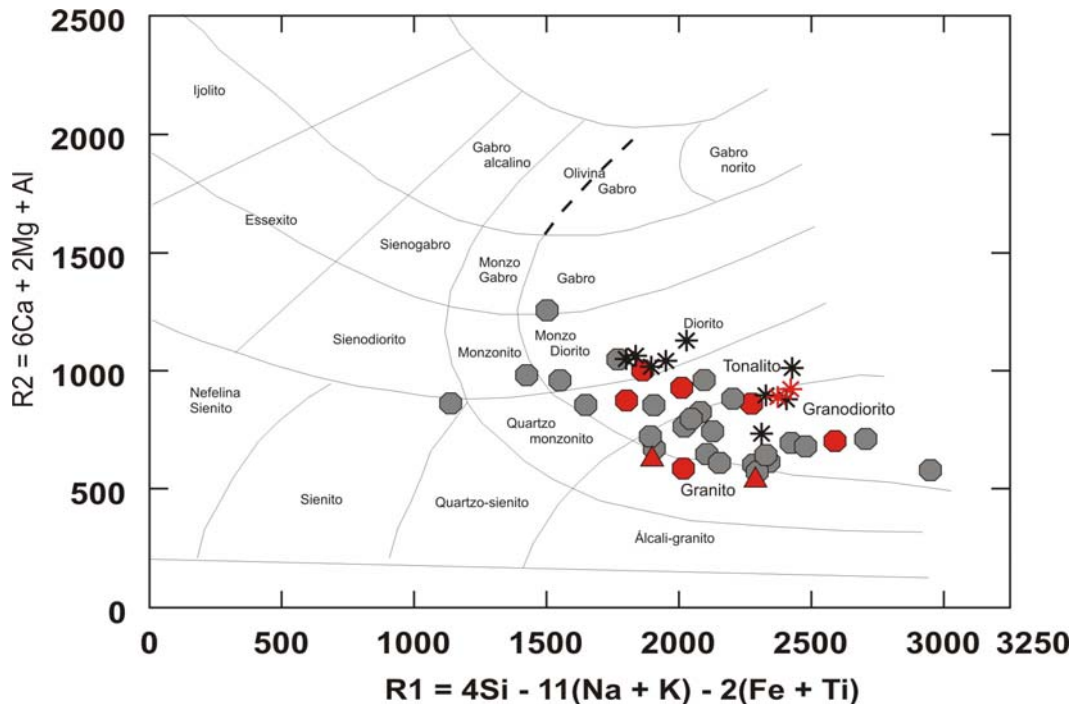


Figura 6.7 - Diagrama de classificação R1xR2 de La Roche *et al.* (1980), com as amostras estudadas. Neste diagrama os ortognaisses do Complexo Quirino aparecem mais dispersos. Porém há maiores ocorrências nos campos granodiorito e tonalito. Os granitóides neoproterozóicos plotados apresentaram composição granítica.

6.2.1 – Características geoquímicas das séries alto-K e médio-K do Complexo Quirino

A série cálcio-alcalina de alto-K apresenta teores (em %peso) de Na_2O entre 2,3% e 4,9% e K_2O entre 2,7% e 6,1%, ficando a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, predominantemente, maior que 1. O CaO varia entre 2,5% e 6,5%, com média a 3,5%. Os teores de sílica variam de 56% a 72%, incluindo, assim, rochas intermediárias a ácidas. O Al_2O_3 apresenta-se entre 13% e 18%.

Em termos da distribuição de elementos traços incompatíveis, os gnaisses da série de alto-K apresenta Ba entre 343-5428 ppm e certo enriquecimento de Rb (60 - 284 ppm, média 157 ppm) e Nb (5 - 41 ppm, média 16 ppm). Uma característica marcante desta série é o enriquecimento de elementos produtores de calor: Zr (109-553 ppm), U (0,2-7ppm, média a 2,8ppm), e especialmente Th (2,2-72 ppm), sendo a média 20 ppm, ou seja, até duas vezes a média da crosta superior pós-arqueana (10,7 ppm, Taylor & McLennan, 1985).

Os gnaisses da série de alto-K apresentam uma grande variação no padrão de fracionamento de ETR, normalizados para o condrito de Boynton (1984), com $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 3,32 e 101,8. O conteúdo total de ETR passa de moderado, nos termos intermediários (La_N entre 100 e 200 vezes o valor condritico), a elevado nos

termos ácidos, com La_N chegando a 650 vezes o condrito (amostra AP-X-29). Anomalias negativas de Eu são comuns na maior parte das amostras com Eu/Eu^* a 0,69 em média (entre 0,33 e 1,31).

Já a série cálcio-alcálica de médio-K apresenta valores de Na_2O entre 3,7 e 4,6% e K_2O entre 1,0 e 2,4%, ficando a razão K_2O/Na_2O menor que 1 para todas as amostras. Os teores de sílica variam de 59% a 68%, com predomínio dos tipos intermediários. A alumina (Al_2O_3) é maior que 15%. O CaO é elevado, com valores entre 3,3% e 6,18% (média de 4,9%); o $Fe_2O_3^t$ varia de 3,7% a 8,6% (média de 6,5%) e o Cr de 41 ppm a 108 ppm.

Em termos de elementos traços, o conteúdo de U, Th e Zr, produtores de calor, é inferior aos valores da série de alto-K, ficando a média em torno de 0,3 ppm para U, 3,8 ppm para Th, e Zr com variação entre 84 ppm e 217 ppm. O Rb e o Nb também apresentam valores inferiores à série de alto-K, com variações entre 17 ppm e 100 ppm (média 59,9 ppm) para Rb e 5 ppm a 10 ppm (média 7,6 ppm) para Nb (Anexo 4).

Em termos de distribuição de ETR, os gnaisses da série de médio-K apresentam padrão moderadamente fracionado ($(La/Yb)_N = 8,2 - 23,8$). O conteúdo total de ETR é moderado com La_N até 180x o condrito, sendo a média 110 vezes o condrito. As razões Eu/Eu^* apresentam, em média, valores superiores aos da série de alto-K, com variações entre 0,73 e 2,00 (média a 1,18) expressando algumas anomalias positivas de Eu para esta série.

6.3 – Geoquímica dos granitóides neoproterozóicos

No caso dos granitóides félsicos coletados (CB-SV-01, biotita gnaisse e SA-129, hornblenda biotita gnaisse), foram caracterizados no campo como intrusivos no Complexo Quirino. Estes granitóides são rochas ácidas ($SiO_2 \sim 68\%$), de composição granítica assumindo um posicionamento bem destacado nos diagramas analisados, se comparado com as rochas do embasamento (Figuras 6.4, 6.5 e 6.6). São ricos em potássio ($K_2O \sim 5,7\%$) e elementos incompatíveis como o Rb (334 e 133ppm), Nb (23 e 26ppm), Th (32 e 10,4ppm), U (3 e 2 ppm), entre outros, típicos desse tipo de litologia.

Tais granitóides são subalcalinos (Figura 6.1), e plotam no campo calcio-alcálico no diagrama AFM (Figura 6.2). O caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, com índice de Shand inferior a 1,1 (Figura 6.3), indica que são do tipo

I (White & Chappell, 1977), coerente com os dados petrográficos (assembléia de minerais não aluminosos).

6.4 – Ambientes geotectônicos

Pearce *et al.* (1984), com base em estudos sistemáticos da geoquímica de rochas graníticas, consideraram os elementos traços Rb, Y (ou Yb) e Nb (ou Ta) como os mais efetivos para a discriminação dos seus respectivos ambientes tectônicos (Figura 6.8).

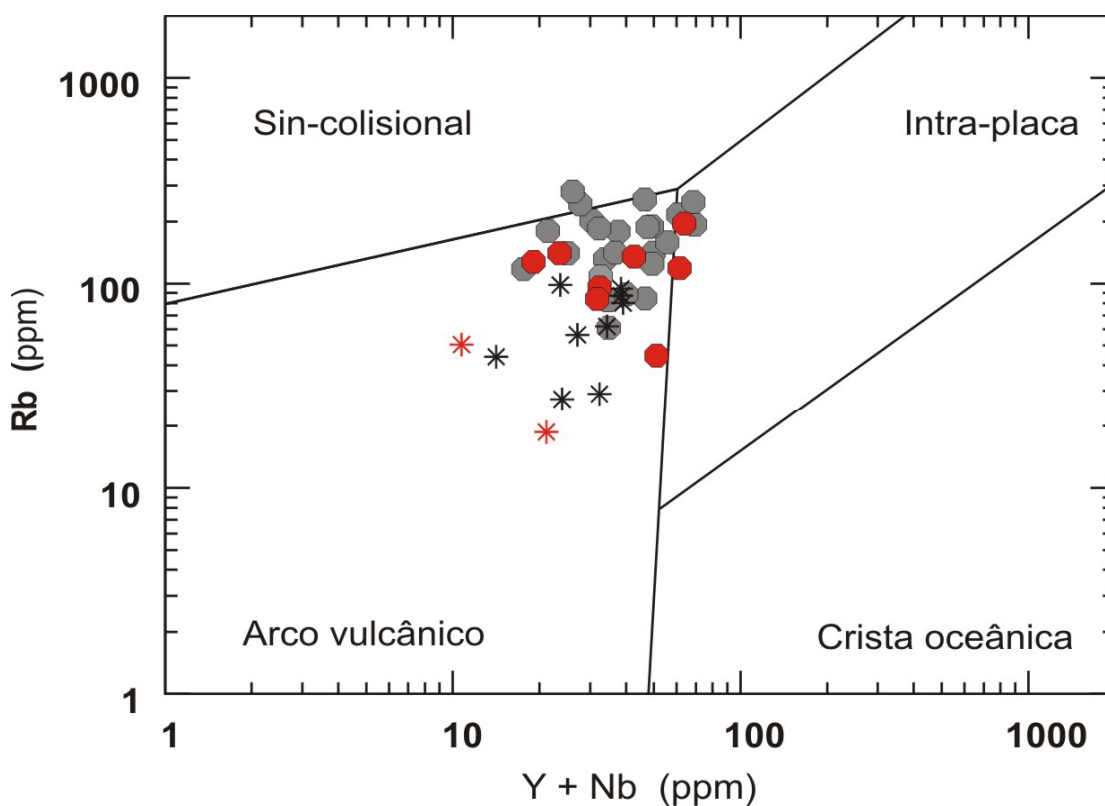


Figura 6.8 - Diagrama Rb x Nb+Y (Pearce *et al.*, 1984), discriminante de ambientes tectônicos, aplicado aos ortognaisses do Complexo Quirino.

Harris *et al.* (1986) também estabeleceram limites em diagrama triangular Hf, Rb e Ta, para ambientes tectônicos geradores de rochas graníticas (Figura 6.9).

A utilização dos diagramas discriminantes citados, demonstra que ambas as séries (alto-K e médio-K) podem ter sido formadas, predominantemente, num mesmo evento pré-colisional, que produziu granitos de arco vulcânico no Paleoproterozóico (Figuras 6.8 e 6.9).

Já os granitóides CB-SV-01 e SA-129, interpretados como relacionados ao evento de colagem no Brasileiro, apresentam características petrográficas e

geoquímicas diferenciadas em relação às amostras do Complexo Quirino, e aparentemente estariam relacionados a eventos sin-colisionais a pós-colisionais conforme o diagrama triangular de Harris *et al.* (1986) (Figura 6.9).

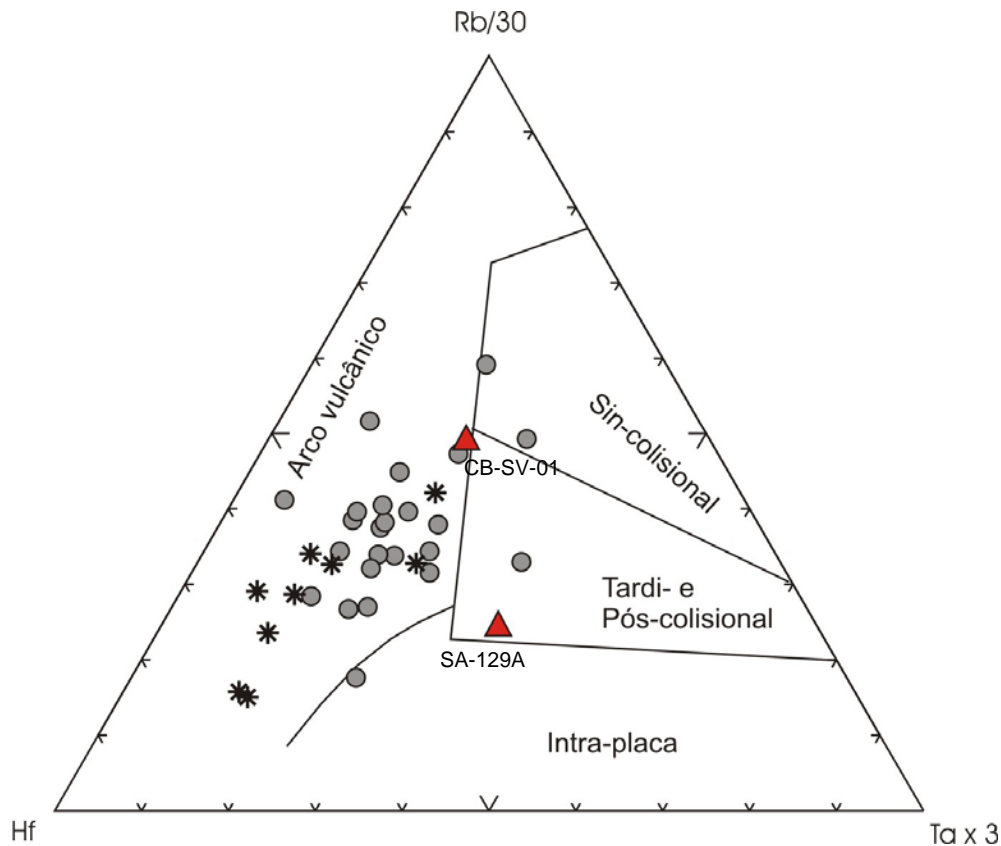


Figura 6.9 – Diagrama triangular Hf – Rb/10 – TaX3 discriminante de ambientes tectônicos (Harris *et al.*, 1986) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos. As análises recentes do Complexo Quirino não constam neste diagrama pela ausência de dados de Hf e Ta.

6.5 – Comparação com ambientes modernos

Mesmo nos casos em que ocorrem profundas modificações na composição química original das rochas, principalmente por eventos envolvendo percolação de fluidos, é possível reconhecer alguns padrões primários pela consistência das assinaturas químicas entre várias amostras e pela comparação com os padrões de rochas similares de outras regiões (Figueiredo, 1985).

A comparação das assinaturas geoquímicas das amostras de ortognaisses do Complexo Quirino com padrões de rochas de ambientes tectônicos similares, utilizando elementos incompatíveis normalizados para o granito de crista oceânica (ORG) de Pearce *et al.* (1984), revela semelhanças entre os granitóides do Complexo Quirino e os granitos do Chile (Pearce *et al.*, *op cit.*), em especial para a série de alto-K (Figura 6.10), enquanto que aquelas da série de médio-K,

assemelham-se ao granito da Jamaica em termos de ETR leves, e ao granito do Chile, em termos de ETR pesados (Figura 6.11).

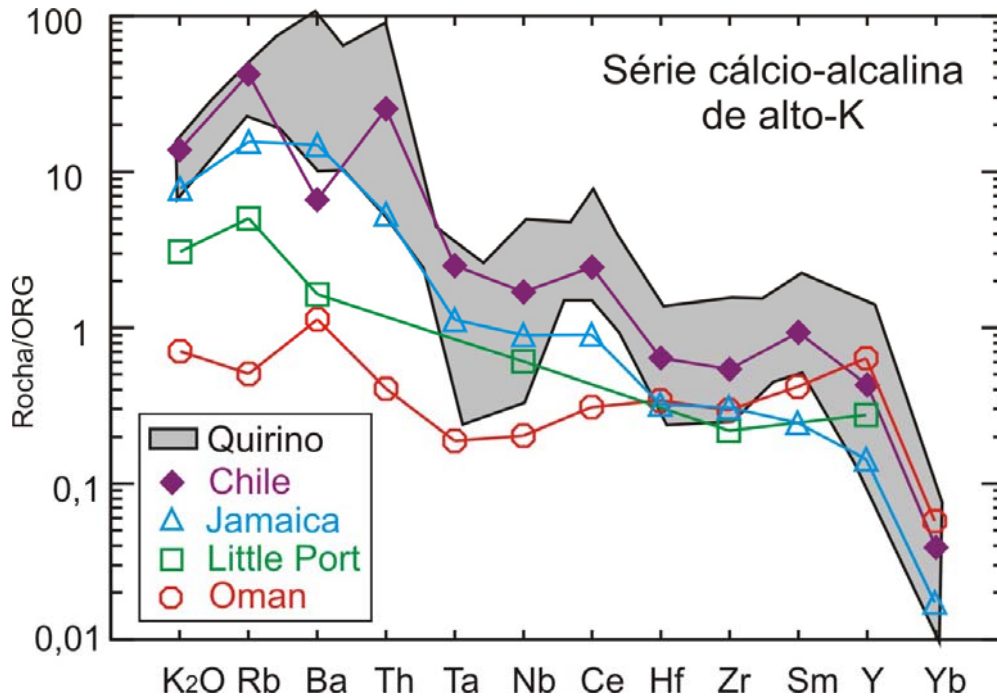


Figura 6.10 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (*Ocean Ridge Granite*) (Pearce *et al.*, 1984) para os ortognaisses que compõem a série alto-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce, *op cit.*

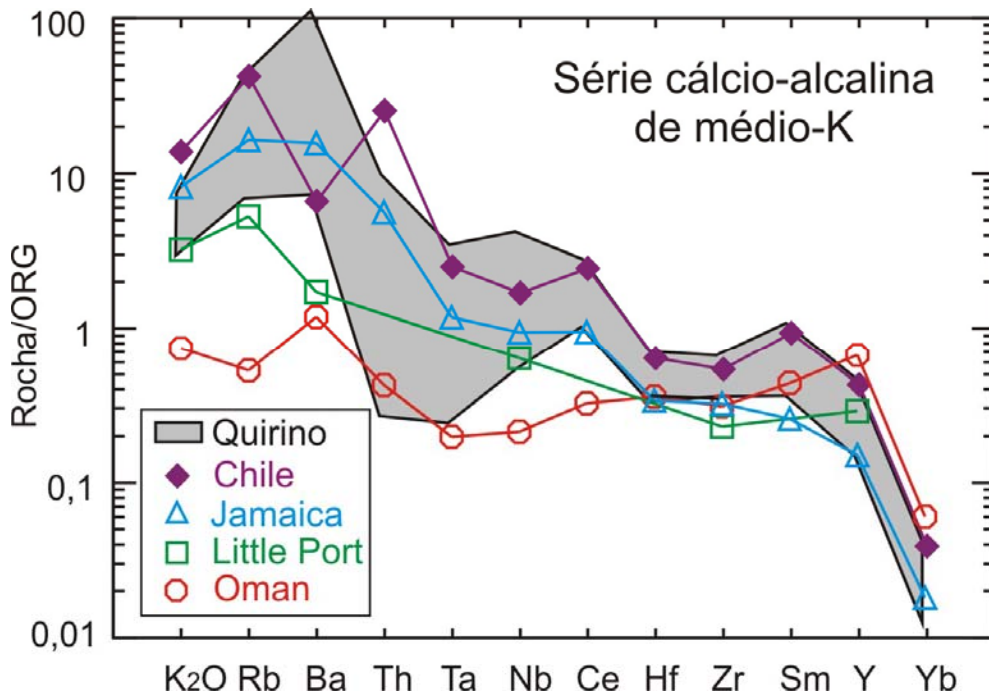


Figura 6.11 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (*Ocean Ridge Granite*) (Pearce *et al.*, 1984) para os ortognaisses que compõem a série médio-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce *et al* (*op cit.*).

Para os regimes tectônicos fanerozóicos, observa-se, então, que esse tipo de magmatismo cálcio-alcálico estaria fortemente relacionado aos ambientes tectônicos compressivos, como os que ocorrem no Chile ou Jamaica, desenvolvidos em arcos mais maduros e margens continentais ativas. Segundo Pearce *et al.* (1984), granitos calcioalcalinos de alto-K de margem continental ativa plotam, predominantemente, nos campos de quartzo-monzonito, granodiorito e granito, no diagrama de Streckisen (1976), tendo biotita e hornblenda como minerais ferromagnesianos dominantes. Logo, pressupõe-se que o regime tectônico atuante quando da geração dos ortognaisses do Complexo Quirino, no Paleoproterozóico, teria sido similar aos formadores destes arcos magmáticos fanerozóicos aqui citados.

6.6 – Avaliação petrogenética

6.6.1 - Abordagem com base em elementos maiores e traços

Com base nas análises litogeoquímicas e petrográficas, considera-se que as amostras do Complexo Quirino formam duas séries distintas: série cálcio-alcálica alto-K e série cálcio-alcálica médio-K (Figuras 6.2 e 6.4).

No intuito de testar as relações de cogeneticidade e o tipo de processo evolutivo do protólito dos ortognaisses do Complexo Quirino, foi realizada uma avaliação utilizando-se diagramas de Harker para os elementos maiores e traços, e análise regressiva pelo método dos mínimos quadrados de y sobre x (Rollinson, 1993). Os testes foram feitos considerando-se três populações distintas, quais sejam:

- 1) Todas as amostras;
- 2) Amostras da série calcio-alcálica de alto-K;
- 3) Amostras da série calcio-alcálica de médio-K.

Correlações polinomiais são diagnósticas de processo evolutivo envolvendo cristalização fracionada com mudança de assembléia fracionante, com ou sem assimilação concomitante, AFC (DePaolo, 1981). Já as correlações lineares são características de processos descontínuos como mistura magmática e assimilação simples, apresentando necessariamente um “gap” nos diagramas de variação, ou processo contínuo de cristalização fracionada (com ou sem assimilação), mas sem mudança de assembléia fracionante.

Com base nas curvas de regressão polinomiais e lineares geradas para as três populações citadas, foram obtidos os respectivos quadrados dos coeficientes de regressão de Pearson (R^2) e seus níveis de significância (NS) (Anexo 7).

A Tabela 6.2 mostra os valores R^2 e seus respectivos NS aplicados à correlação SiO_2 x elementos maiores para cada um dos casos considerados. A Tabela 6.3 mostra os mesmos parâmetros, porém aplicados à correlação SiO_2 x elementos traços selecionados, incluindo compatíveis, incompatíveis imóveis e incompatíveis móveis.

Tabela 6.2 – Quadro de coeficientes de regressão para os elementos maiores e níveis de significância das rochas do Complexo Quirino												
Óxido	TODA A POPULAÇÃO DE AMOSTRAS (n=41)				SÉRIE CALCIO-ALCALINA ALTO-K (n=30)				SÉRIE CALCIO-ALCALINA MÉDIO-K (n=11)			
	Linear		Polinomial		Linear		Polinomial		Linear		Polinomial	
	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS
TiO₂	0,3362	99,9%	0,4232	99,9%	0,3156	99%	0,3923	99,9%	0,9534	99,9%	0,9535	99,9%
P₂O₅	0,3514	99,9%	0,3753	99,9%	0,3207	99%	0,3343	99,9%	0,8464	99,9%	0,8486	99,9%
K₂O	0,1753	99%	0,1855	99%	0,3072	99%	0,3109	99%	0,066	<80%	0,3926	95%
Na₂O	0,303	99,9%	0,3542	99,9%	0,5421	99,9%	0,5703	99,9%	0,4277	95%	0,5171	95%
CaO	0,6955	99,9%	0,6955	99,9%	0,7921	99,9%	0,8004	99,9%	0,8155	99,9%	0,8715	99,9%
MgO	0,5287	99,9%	0,5469	99,9%	0,4883	99,9%	0,5204	99,9%	0,7029	99%	0,7697	99,9%
Fe₂O₃	0,6801	99,9%	0,6806	99,9%	0,6321	99,9%	0,633	99,9%	0,9079	99,9%	0,9086	99,9%
Al₂O₃	0,6055	99,9%	0,6137	99,9%	0,6733	99,9%	0,6759	99,9%	0,3578	90%	0,5776	99%

Tabela 6.3 – Quadro de coeficientes de regressão para os elementos traços e níveis de significância das rochas do Complexo Quirino												
	TODA A POPULAÇÃO DE AMOSTRAS (n=41)				SÉRIE CALCIO-ALCALINA ALTO-K (n=30)				SÉRIE CALCIO-ALCALINA MÉDIO-K (n=11)			
	Linear		Polinomial		Linear		Polinomial		Linear		Polinomial	
	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS	R^2	NS
Ba	0,0204	<80%	0,0213	<80%	3E-05	<80%	0,0656	80%	0,0543	<80%	0,0842	<80%
Cr	0,0344	<80%	0,0354	<80%	0,0236	<80%	0,0236	<80%	0,1564	<80%	0,3751	95%
Y	0,0333	<80%	0,0352	<80%	0,0063	<80%	0,0085	<80%	0,7255	99,9%	0,7325	99,9%
Nb	0,0678	90%	0,0993	95%	0,0838	80%	0,0944	90%	0,5402	99%	0,5964	99%
Rb	0,2385	99%	0,2733	99,9%	0,3914	99,9%	0,3966	99,9%	0,0527	<80%	0,4886	95%
Zr	0,053	80%	0,0532	80%	0,087	80%	0,0897	80%	0,6963	99%	0,7645	99,9%
Sr	0,2186	99%	0,2717	99,9%	0,2542	99%	0,2906	99%	0,0207	<80%	0,1378	<80%

A partir deste tratamento estatístico foi possível concluir que:

- 1) Para os elementos maiores, no geral, tanto as correlações lineares quanto as polinomiais são boas (NS>95%) com alto nível de significância, mesmo quando separadas as duas séries, porém com um leve decréscimo para a série de médio-K.
- 2) Os bons níveis de significância das correlações não se repetem para os elementos traços, com muitas correlações apresentando valores igual ou inferior a 80%, indicando dispersão.

- 3) Para os elementos traços, quando separadas as séries, a regressão para a série de médio-K apresenta níveis de significância maiores se comparada com toda a população, com exceção dos elementos incompatíveis móveis (Rb, Sr, Ba), isto é, susceptíveis a processos de mobilidade.
- 4) No geral, não há diferenças sinificantes entre as correlações lineares e as polinomiais. No entanto, para a série de médio-K as correlações polinomiais são mais significantes.

Embora as correlações dos elementos traços não sejam tão boas quanto a dos elementos maiores, a sensível melhora dos níveis de significância quando se considera a série médio-K como um grupo distinto, indica que toda a população de amostras (caso 1) não corresponde a um único grupo cogenético. Pode haver ainda a possibilidade de até mesmo dentro de cada uma das séries abordadas existir mais de um grupo/suíte cogenética, tendo em vista a má qualidade das correlações da série alto-K para os elementos traços.

Observa-se também, nos diagramas de Harker para a série médio-K (Figuras 6.14 e 6.17), um *gap* separando dois agrupamentos. No entanto, como as correlações polinomiais são mais significantes que as lineares para esta série, se descarta a hipótese da geração destas rochas por processos descontínuos como mistura magmática e assimilação simples. Não podemos descartar ainda a possibilidade do *gap* ser ocasionado por amostragem insuficiente.

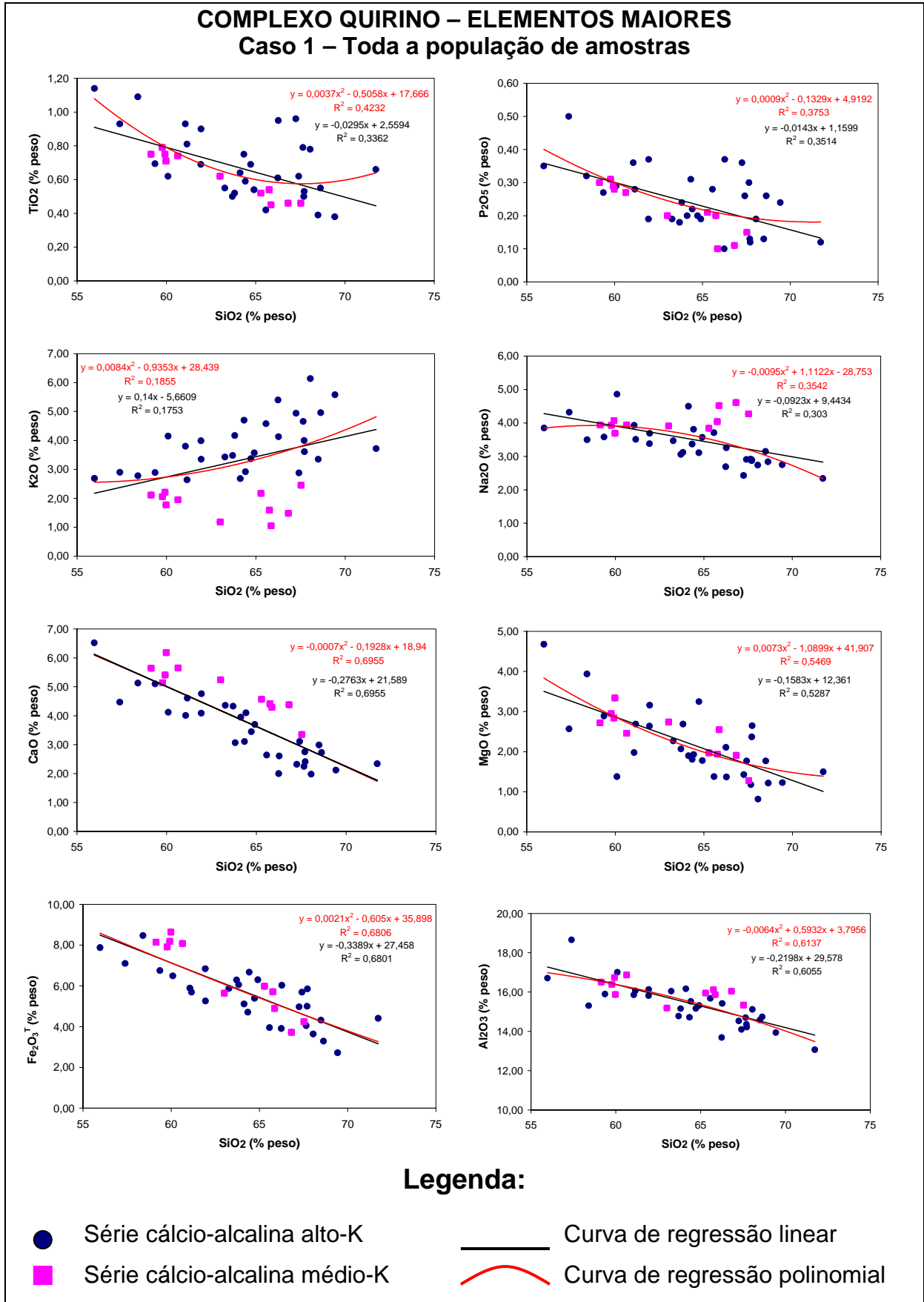


Figura 6.12 - Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras de todo o conjunto dos ortognaisses (caso 1) do Complexo Quirino. Dados em %peso. Fe₂O₃^T é ferro total sob a forma de ferro férrico.

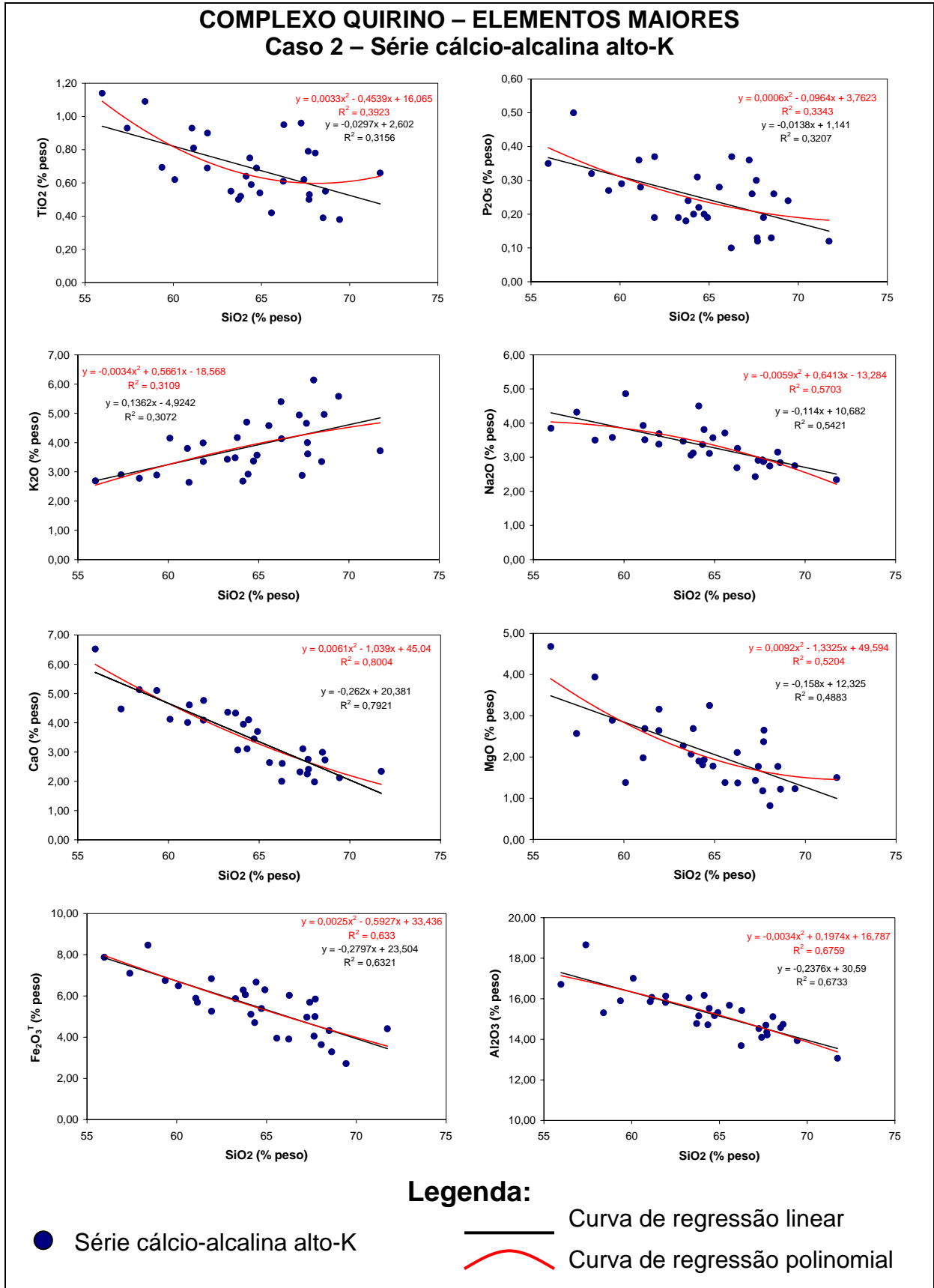


Figura 6.13 - Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras da série cálcio-alkalina alto-K (caso 2) do Complexo Quirino. Dados em %peso. $Fe_2O_3^T$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.

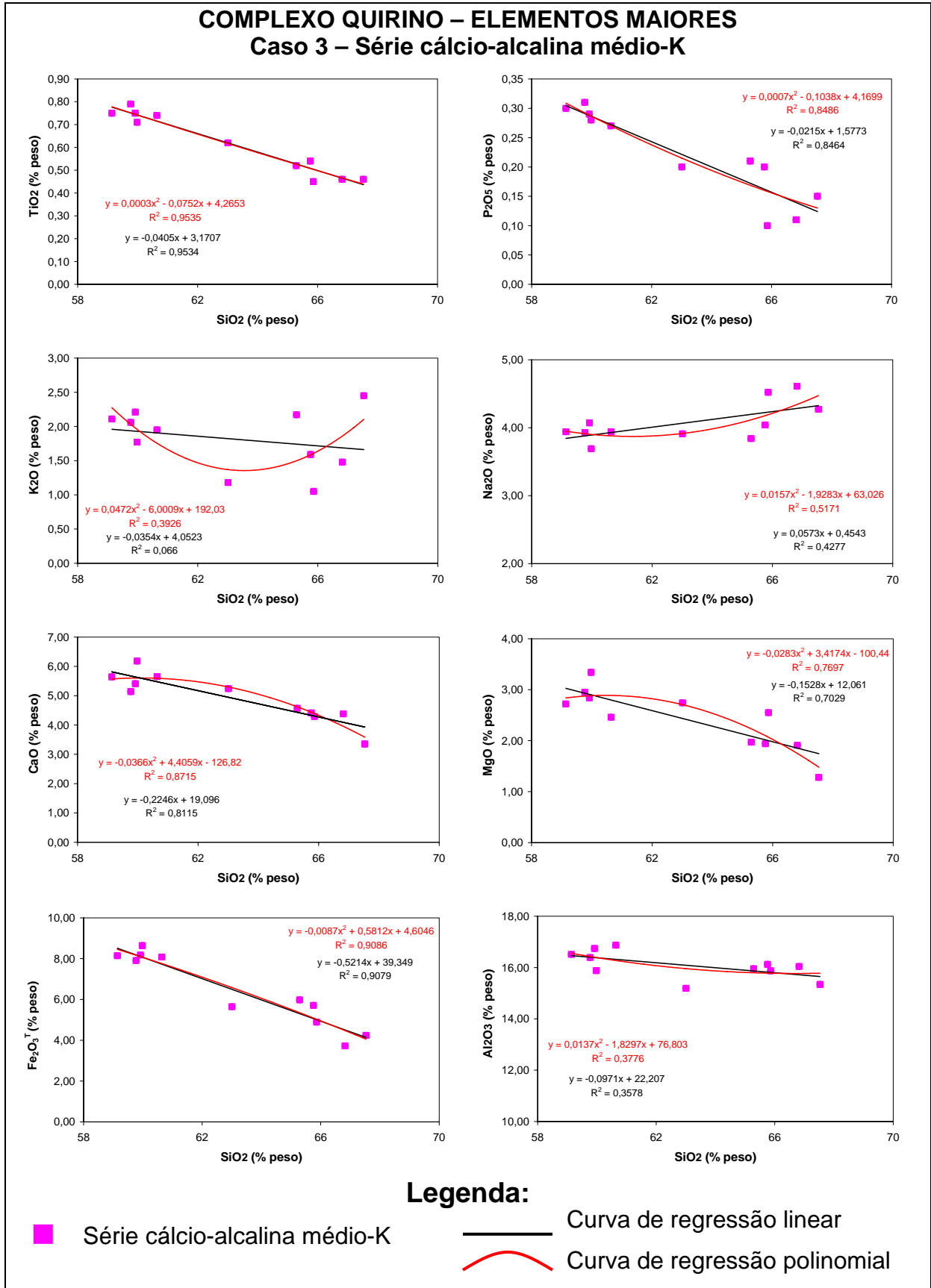


Figura 6.14 - Diagramas de Harker para os elementos maiores com as amostras da série cálcio-alcalina médio-K (caso 3) do Complexo Quirino. Dados em %peso. $Fe_2O_3^T$ é ferro total sob a forma de ferro férrico.

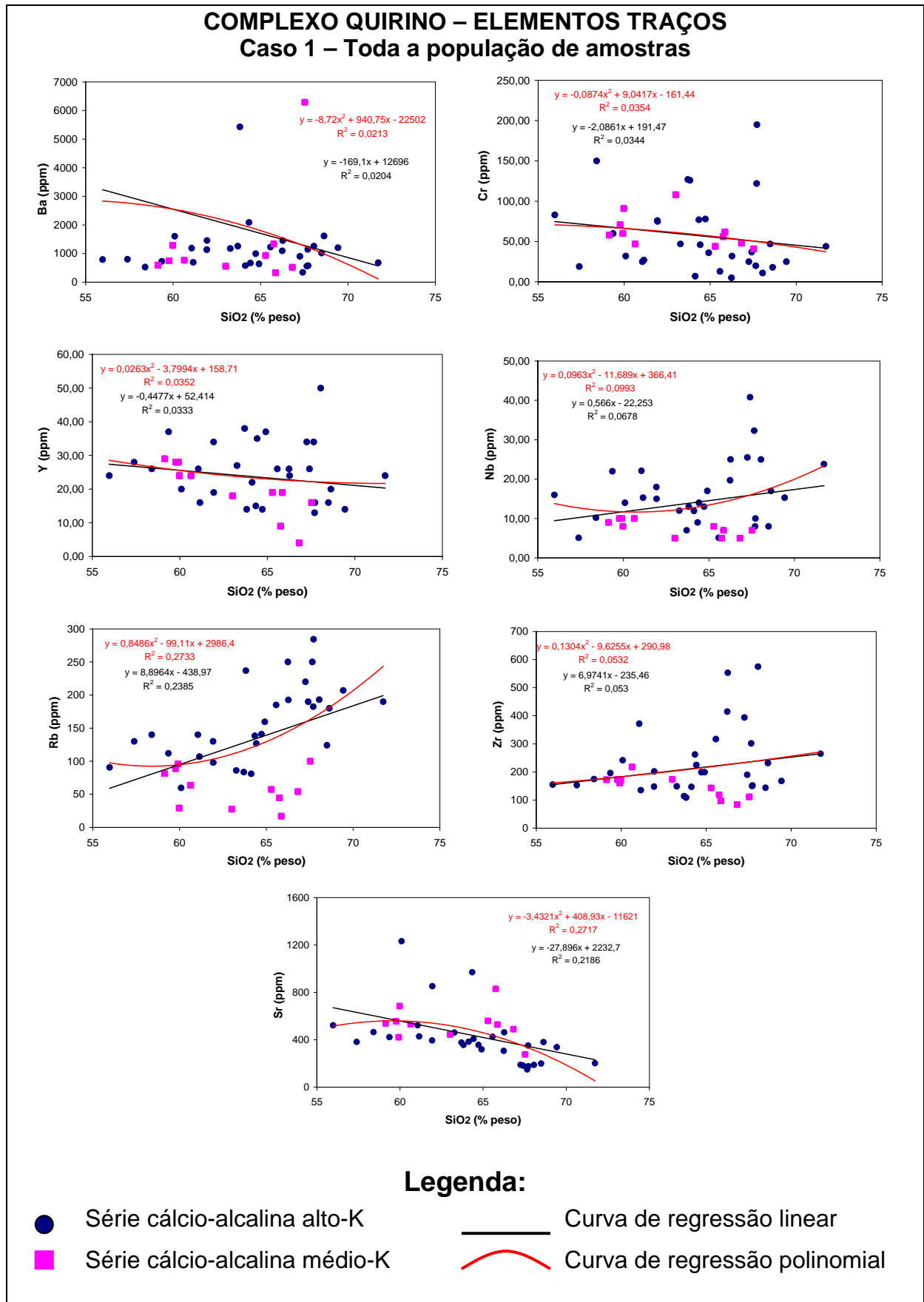


Figura 6.15 - Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras de todo o conjunto dos ortognaisses (caso 1) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.

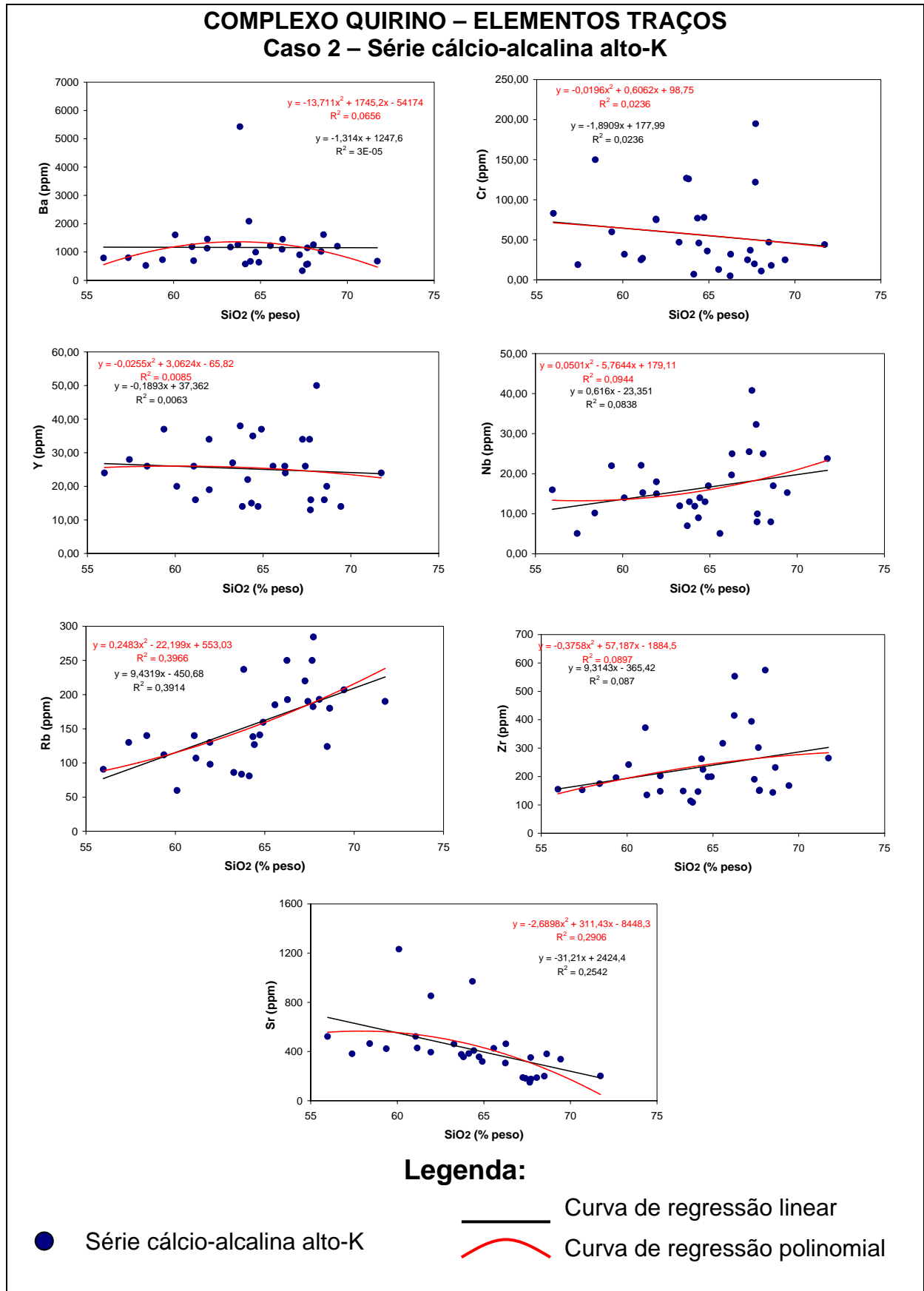


Figura 6.16 - Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras da série cálcio-alcalina alto-K (caso 2) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.

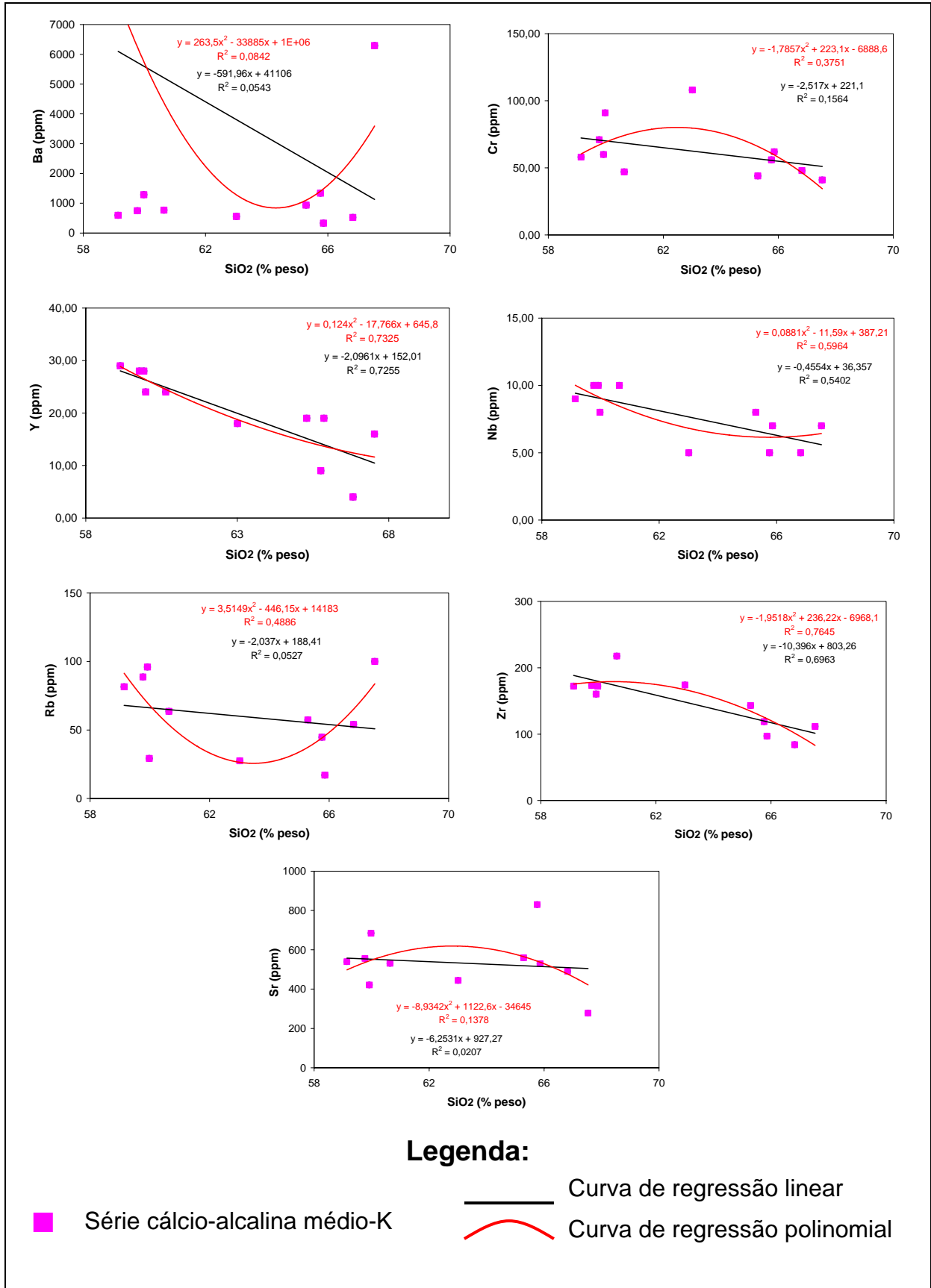


Figura 6.17 - Diagramas de Harker para os elementos traços com as amostras da série cálcio-alcálica médio-K (caso 3) do Complexo Quirino. Dados de sílica em %peso e elementos traços em ppm.

6.6.2 - Abordagem com base em ETR

Os ETR têm sido amplamente utilizados em estudos petrogenéticos, pois são excelentes indicadores de processos tectônicos cogenéticos ou não.

Segundo Figueiredo (1985), nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo das terras raras leves (TRL) na fase líquida de sistemas silicáticos cristal-líquido. Desse modo, há um enriquecimento de TRL em rochas crustais, particularmente nas mais félsicas. Os minerais participantes desses processos produzem efeitos característicos nos padrões de ETR das fusões, permitindo a identificação de sua atuação.

Investigações do comportamento dos ETR durante o metamorfismo (Cullers *et al.*, 1974; Muecke *et al.*, 1979) indicam que, embora já se tenha observado mobilidades dos ETR durante eventos metassomáticos, geralmente há pouca modificação dos padrões durante o evento metamórfico, o que permite usá-los no estudo de protólitos.

Levando-se em consideração critérios petrológicos, pode-se afirmar, então, que razões entre elementos incompatíveis são quase constantes dentro de um conjunto de rochas cogenéticas, p.ex., dentro de uma suíte magmática. A variação esperada é de, no máximo, 1,5 vezes (Allégre & Minster, 1978; Cox *et al.*, 1979). Porém, variações um pouco superiores podem estar relacionadas a processo de assimilação concomitante à cristalização fracionada (DePaolo, 1981). Foi então selecionada a razão $(La/Yb)_N$, normalizada para o condrito de Boynton (1984), como parâmetro de distinção entre conjuntos de rochas cogenéticas e não cogenéticas.

As tabelas 6.4 a 6.6 apresentam algumas razões de elementos incompatíveis imóveis para cada um dos casos estudados (1- toda a população; 2- série alto-K; e 3- série médio-K).

6.6.2.1 – Caso 1

Tabela 6.4 - Razões entre elementos incompatíveis imóveis,				
CASO 1: toda a população de amostras do Complexo Quirino				
	(La/Yb)_N	Hf/Ta	Nb/Ta	SiO₂
BP-IV-80	7,1	4,5	18,0	55,97
VR-5022B	21,9	10,7	17,0	57,39
VR-5096	16,0	9,0	17,0	58,40
ECII-2002-6	14,6	7,0	27,5	59,36
BP-II-61A	14,7	6,4	13,5	60,09
VR-94A	9,5	6,8	17,0	61,06
VR-5024	11,2	4,7	17,0	61,15
AP-X-66	13,5	-	-	61,93
SP TUP 11	22,0	-	-	61,94
AP TUP 28	13,9	-	-	63,27
BP-I-22	3,3	5,6	14,0	63,70
PS-PM-67	31,9	3,1	14,3	63,82
VR-5077	12,6	7,7	17,0	64,13
TR-PM-69A	74,7	6,9	11,5	64,34
BP-IV-53A	14,4	9,5	21,5	64,42
LE CM 10M	26,2	-	-	64,72
BP-II-26	9,4	7,2	21,8	64,91
VR-5029	77,5	26,7	17,0	65,57
VR-150B	101,8	9,1	17,9	66,24
BP-M-642	72,4	10,8	21,2	66,27
VR-201A	20,4	6,7	17,0	67,25
VR-5020	10,4	2,4	17,0	67,41
VR-5099	20,0	4,4	17,0	67,65
PS-PM-66	31,2	3,8	8,1	67,70
TR-MM-71A	20,1	2,1	5,2	67,72
APX29	44,5	-	-	68,05
EC-2002-04	17,4	-	-	68,49
VR-222A	30,1	7,0	17,0	68,63
VR-223A	44,8	6,6	17,0	69,43
VR-08	12,3	6,0	17,0	71,73
BP-I-24	11,0	10,0	20,9	59,14
VAS-M-793	14,7	13,1	27,8	59,77
VAS-786B	10,6	4,9	11,9	59,92
BP-I-4(3)	8,2	14,4	25,0	59,98
BP-M-659	16,2	14,9	25,6	60,64
BP-I-40	14,6	15,6	18,5	63,01
NSA-V-66	16,6	12,6	25,8	65,29
NSA-V-49	15,6	21,3	33,3	65,76
EC-2002-09A	14,1	-	-	65,86
LECM 12B	23,8	-	-	66,82
TR-MM-72	19,7	4,6	11,5	67,53

Valores mínimos e máximos:

- (La/Yb)_N: 3,3 – 101,8 (30,7 vezes)
- Hf/Ta: 2,1 – 26,7 (12,6 vezes)
- Nb/Ta: 5,2 – 33,3 (6,4 vezes)

Com base nas razões entre elementos incompatíveis aplicado a todo o conjunto das rochas do Complexo Quirino, podemos concluir que:

1) As razões entre elementos traços incompatíveis imóveis apresentam variação bem superior a 1,5 vezes, sendo de: 30,66 vezes para $(La/Yb)_N$; 12,58 vezes para Hf/Ta; e 6,43 vezes para Nb/Ta. Neste caso 1, os dados petrológicos desfavorecem uma relação de cogeneticidade entre toda a população de amostras do Complexo Quirino por processos exclusivamente de cristalização fracionada.

6.6.2.2 – Caso 2

Tabela 6.5 - Razões entre elementos incompatíveis imóveis				
CASO 2: Série cálcio-alcálica de alto-K				
	$(La/Yb)_N$	Hf/Ta	Nb/Ta	SiO ₂
BP-IV-80	7,1	4,5	18,0	55,97
VR-5022B	21,9	10,7	17,0	57,39
VR-5096	16,1	9,0	17,0	58,40
ECII-2002-6	14,6	7,0	27,5	59,36
BP-II-61A	14,7	6,4	13,5	60,09
VR-94A	9,5	6,8	17,0	61,06
VR-5024	11,2	4,7	17,0	61,15
AP-X-66	13,5	-	-	61,93
SP TUP 11	22,0	-	-	61,94
AP TUP 28	13,9	-	-	63,27
BP-I-22	3,3	5,6	14,0	63,70
PS-PM-67	31,9	3,1	14,3	63,82
VR-5077	12,6	7,7	17,0	64,13
TR-PM-69A	74,7	6,9	11,5	64,34
BP-IV-53A	14,4	9,5	21,5	64,42
LE CM 10M	26,2	-	-	64,72
BP-II-26	9,4	7,2	21,8	64,91
VR-5029	77,5	26,7	17,0	65,57
VR-150B	101,8	9,1	17,9	66,24
BP-M-642	72,4	10,9	21,2	66,27
VR-201A	20,4	6,7	17,0	67,25
VR-5020	10,4	2,4	17,0	67,41
VR-5099	20,0	4,4	17,0	67,65
PS-PM-66	31,2	3,8	8,1	67,70
TR-MM-71A	20,1	2,1	5,2	67,72
APX29	44,5	-	-	68,05
EC-2002-04	17,4	-	-	68,49
VR-222A	30,1	7,0	17,0	68,63
VR-223A	44,8	6,6	17,0	69,43
VR-08	12,3	6,0	17,0	71,73

Valores mínimos e máximos

- $(La/Yb)_N$: 3,3 – 101,8 (30,7 vezes)
- Hf/Ta: 2,1 – 26,7 (12,6 vezes)
- Nb/Ta: 5,2 – 27,5 (5,3 vezes)

Com base nas razões entre elementos incompatíveis aplicado à série de alto-K do Complexo Quirino, podemos concluir que:

1) As razões entre elementos traços incompatíveis imóveis para a série de alto-K apresentam as mesmas variações que a do caso 1 (toda a população), para $(La/Yb)_N$, e Hf/Ta (30,66 e 12,58 vezes, respectivamente), com exceção da razão Nb/Ta (5,31 vezes), sendo todas as razões superiores a 1,5 vezes. Neste caso 2, os dados petrológicos também desfavorecem uma relação de cogeneticidade entre as amostras da série alto-K do Complexo Quirino exclusivamente por processos de cristalização fracionada.

6.6.2.3 – Caso 3

Tabela 6.6 - Razões entre elementos incompatíveis imóveis.				
CASO 3: Série cálcio-alcálica de médio-K				
	$(La/Yb)_N$	Hf/Ta	Nb/Ta	SiO ₂
BP-I-24	11,0	10,0	20,9	59,14
VAS-M-793	14,7	13,1	27,8	59,77
VAS-786B	10,6	4,9	11,9	59,92
BP-I-4(3)	8,2	14,4	25,0	59,98
BP-M-659	16,2	14,9	25,6	60,64
BP-I-40	14,6	15,6	18,5	63,01
NSA-V-66	16,6	12,6	25,8	65,29
NSA-V-49	15,6	21,3	33,3	65,76
EC-2002-09A	14,1	-	-	65,86
LECM 12B	23,8	-	-	66,82
TR-MM-72	19,7	4,6	11,5	67,53

Valores mínimos e máximos

- $(La/Yb)_N$: 8,2 – 23,8 (2,9 vezes)
- Hf/Ta: 4,6 – 21,3 (4,7 vezes)
- Nb/Ta: 36,7 – 41,4 (2,9 vezes)

Com base nas razões entre elementos incompatíveis aplicado à série de médio-K do Complexo Quirino, podemos concluir que:

1) Os elementos traços incompatíveis imóveis apresentam variação um pouco superior a 1,5 vezes, sendo de: 2,9 vezes para $(La/Yb)_N$; 4,7 vezes para Hf/Ta; e 2,9 vezes para Nb/Ta.

2) Neste caso 3, os dados petrológicos também desfavorecem uma relação de cogeneticidade entre as amostras de médio-K do Complexo Quirino exclusivamente por cristalização fracionada. Entretanto, a diminuição desta variação

(entre 2,90 e 4,65 vezes) se comparado com os casos 1 (6,30 e 30,66 vezes) e 2 (5,31 e 30,66) sugere a existência de uma menor quantidade de grupos/suítes para a série de médio-K ou até mesmo que todas as amostras representem uma única suíte cogenética que tenha evoluído por processo de assimilação concomitante à cristalização fracionada (AFC), ou ainda por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte.

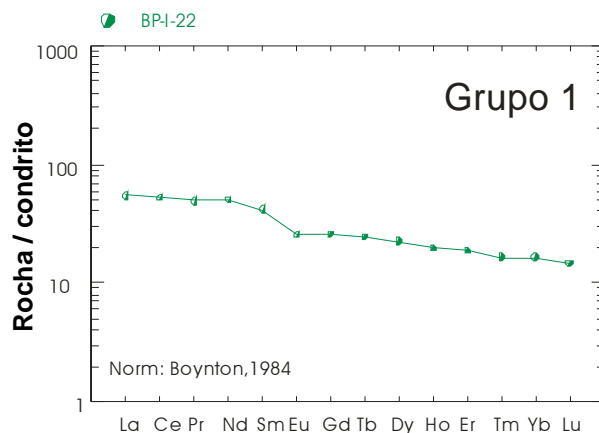
6.6.3 – Identificação de grupos afins

Utilizando a variação das razões $(La/Yb)_N$ conforme o limite de 1,5 vezes para suítes cogenéticas propostas por Cox *et al.*, (1979), e alguns critérios petrológicos como (p.ex.: petrografia, composição, padrão de ETR normalizados para o condrito, entre outros), foram identificadas alguns possíveis grupos/suítes dentro de cada uma dessas séries (1 a 8 para a série de alto-K; e 1 a 3 para a série de médio-K), apresentadas na ordem de menor para maior valor de razão $(La/Yb)_N$ e ilustrados pelos seus respectivos diagramas multielementares normalizados pelo condrito de Boynton (1984) (Figura 6.18).

A seguir serão apresentados os diversos grupamentos identificados neste trabalho com a proposta de pertencerem a suítes distintas dentro de cada uma das séries pertencentes ao Complexo Quirino:

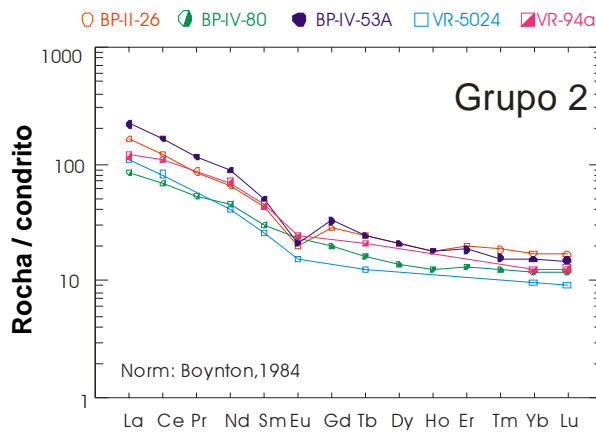
6.6.3.1 – Série de alto-K

Grupo 1 – Representado por apenas uma amostra de rocha intermediária de composição granodiorítica. Trata-se de um hornblenda-biotita gnaiss que apresenta padrão ETR subhorizontal de menor razão $(La/Yb)_N$ dentre todas as demais amostras avaliadas (3,32).



Amostra	SiO ₂ %	$(La/Yb)_N$	K ₂ O
BP -I -22	63,70	3,3	3,48

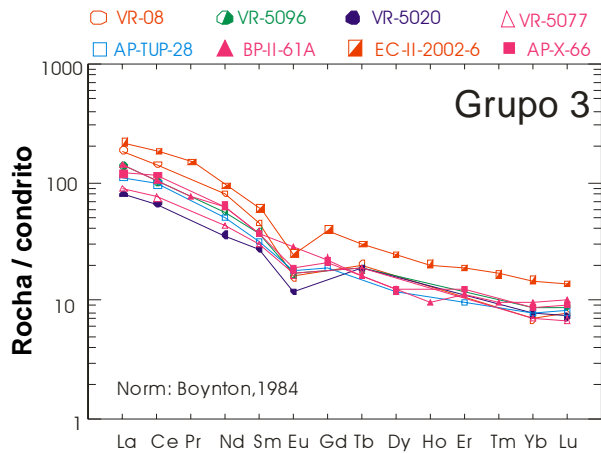
Grupo 2 – Compreende cinco amostras de hornblenda-biotita gnaiss, de composição variada (em geral, granodiorito/tonalito), porém com a amostra BP-IV-80 destacada das demais, sendo plotada no campo quartzo-monzodiorito em consequência do menor teor em sílica. Quimicamente, são rochas intermediárias com SiO₂ entre 55,97% e 64,91%. A razão (La/Yb)_N apresenta fracionamento moderado de (La/Yb)_N, sendo que esta razão varia entre 7,1 e 14,4 (2,0 vezes). O padrão de TRL apresenta-se levemente enriquecido contrapondo o padrão de TRP de aspecto subhorizontal ((Sm/Lu)_N= 2,5 - 3,5). As duas amostras com maior teor de SiO₂ (BP-II-26 e BP-IV-53A) se diferenciam nesse grupo por apresentarem forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,52 - 0,56).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
BP-IV-80	55,97	7,1	2,69
VR-94A	61,06	9,5	3,80
VR-5024	61,15	11,2	2,64
BP-IV-53A	64,42	14,4	2,92
BP-II-26	64,91	9,4	3,57

Varição (La/Yb)_N = 2,0 vezes

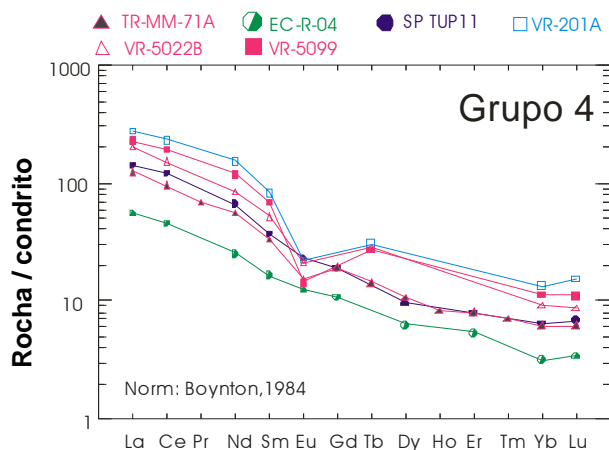
Grupo 3 – Este grupo constituído de rochas intermediárias a ácidas (SiO₂ entre 58,4% e 71,73%) representado pelo maior número de amostras (oito no total, sendo quatro de biotita gnaiss, duas de hornblenda-biotita gnaiss, uma de hornblenda gnaiss e uma de piroxênio-hornblenda-biotita gnaiss) de composição granodiorítica, em sua maioria, com exceção da amostra BP-II-61A (hornblenda gnaiss) que apresenta-se destacada no campo quartzo-monzodiorito, e da amostra VR-08 de composição granítica. Apresenta fracionamento (La/Yb)_N moderado e uma tendência de diminuição da razão (La/Yb)_N conforme o aumento de SiO₂. Este grupo foi diferenciado do anterior em virtude de não apresentar padrão subhorizontal de TRP ((Sm/Lu)_N= 3,73 - 5,91). A variação (La/Yb)_N entre 16,05 e 10,38 encontra-se em 1,55 vezes para este grupo. Com exceção da amostra BP-II-61A, todas apresentam anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,52 - 0,75).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
VR-5096	58,40	16,1	2,78
ECII-2002-6	59,36	14,6	2,89
BP-II-61A	60,09	14,7	4,15
AP-X-66	61,93	13,5	3,99
AP-TUP-28	63,27	13,9	3,43
VR-5077	64,13	12,6	2,68
VR-5020	67,41	10,4	2,88
VR-08	71,73	12,3	3,72

Varição (La/Yb)_N = 1,6 vezes

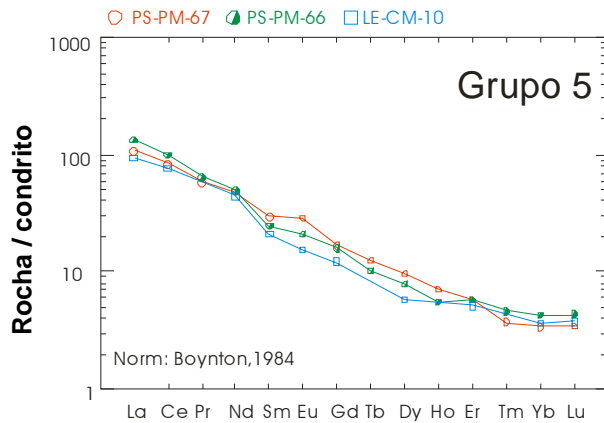
Grupo 4 – Este grupo é representado por seis amostras (quatro de biotita gnaiss e duas de hornblenda-biotita gnaiss) de rochas intermediárias a ácidas (SiO₂ entre 57,39% e 68,49%) de composição granítica em sua maioria, com exceção da amostra VR-5022 (tonalito), que apresenta menor teor de sílica e potássio. Também apresenta um fracionamento (La/Yb)_N moderado e uma tendência de diminuição de (La/Yb)_N conforme o aumento de SiO₂. A variação (La/Yb)_N entre 22,0 e 17,4 é de 1,3 vezes para este grupo. A análise do padrão de ETR normalizado para o condrito mostra similaridades mais representativas entre as amostras de biotita gnaiss (VR-5022B, VR-201A, VR-5099 e TR-MM-71A) com forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,33 - 0,59). As demais amostras apresentaram padrão normal de Eu com valores de Eu/Eu* entre 0,85 - 0,95).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
VR-5022B	57,39	21,9	2,9
SP-TUP-11	61,94	22,0	3,35
VR-201A	67,25	20,4	4,94
VR-5099	67,65	20,0	4,66
TR-MM-71A	67,72	20,1	3,61
EC-2002-R4	68,49	17,4	3,35

Varição (La/Yb)_N = 1,3 vezes

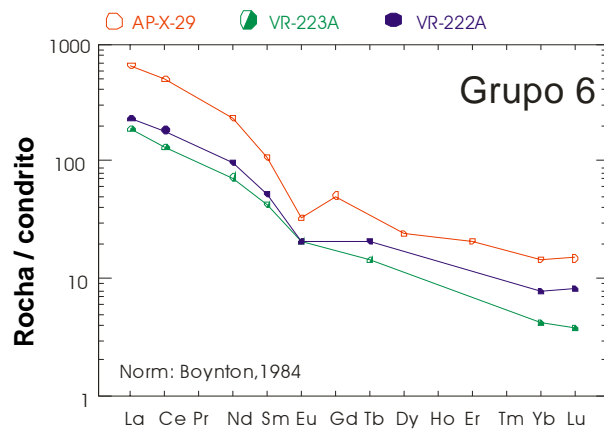
Grupo 5 – Constituído por três amostras de composição granítica/granodiorítica (duas de hornblenda-biotita gnaiss e uma de biotita gnaiss), intermediárias a ácidas (SiO₂ entre 63,82% e 67,70%), e apresenta padrões de ETR mais fracionados com (La/Yb)_N entre 26,2 e 31,9. Esta variação é de 1,2 vezes para este grupo. Nota-se, ainda, um leve enriquecimento de Eu (Eu/Eu* = 0,95 - 1,31).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
PSPM67	63,82	31,9	4,17
LE-CM-10M	64,72	26,2	3,37
PSPM66	67,70	31,2	4,00

Varição (La/Yb)_N = 1,2 vezes

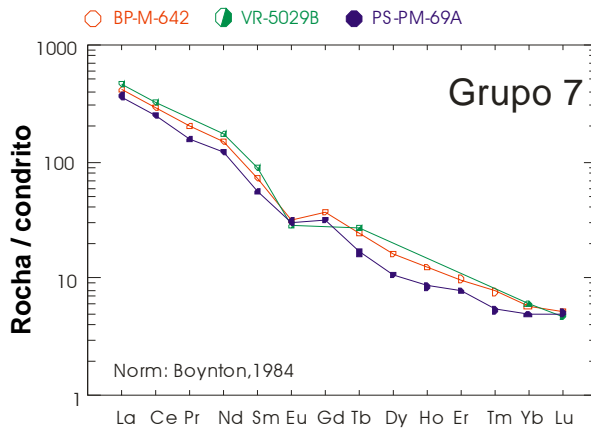
Grupo 6 – Constituído de três amostras ácidas de biotita gnaiss (SiO₂ entre 68,05% e 69,43%), todas de composição granítica. O padrão de ETR encontra-se fortemente fracionado, principalmente para os TRL, com razões (La/Sm)_N entre 4,4 e 6,0, enquanto os TRP apresentam razões (Sm/Lu)_N entre 6,5 e 11,3. A razão (La/Yb)_N entre 30,1 e 44,5 varia 1,5 vezes para este grupo. Anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,44 - 0,83) também são observadas nestas amostras.



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
AP-X-29	68,05	44,49	6,14
VR-222A	68,63	30,11	4,96
VR-223A	69,43	44,47	5,58

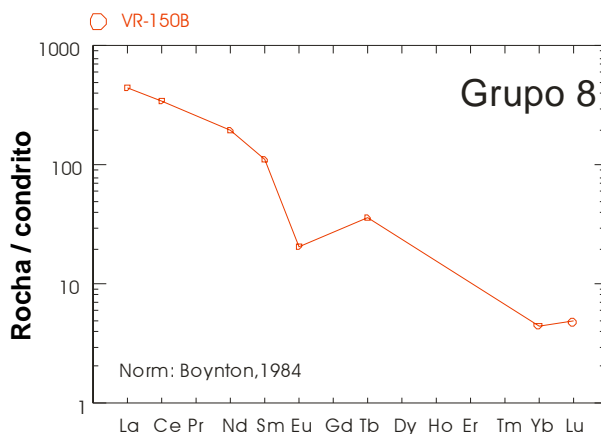
Varição (La/Yb)_N = 1,48 vezes

Grupo 7 – As três amostras que compõem este grupo (duas de biotita gnaiss e uma de hornblenda-biotita gnaiss) possuem SiO₂ entre 64,34% e 66,27% e apresentam composição granítica. Tais amostras são fortemente fracionadas em termos de ETR, tanto para TRL ((La/Sm)_N = 5,2 - 6,6) quanto para TRP ((Sm/Lu)_N = 10,8 - 18,7). As razões (La/Yb)_N entre 72,4 e 77,5 variam muito pouco para este grupo. Todas as amostras apresentam anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,57 - 0,73). Este grupo foi separado do anterior por apresentar padrão de TRP mais diferenciado.



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
PS-PM-69A	64,34	74,7	4,70
VR-5029B	65,57	77,5	4,58
BP-M-642	66,27	72,4	4,13

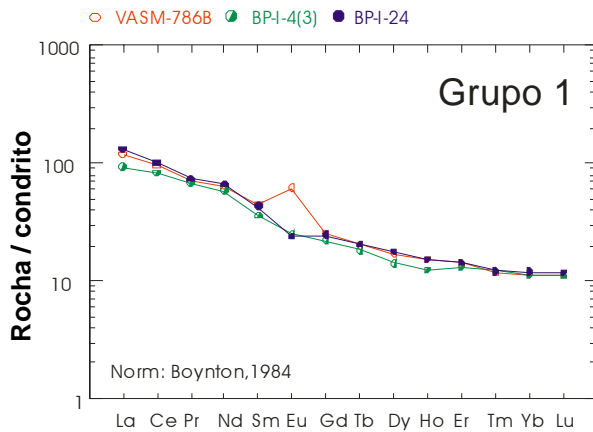
Grupo 8 – Este grupo é representado por uma única amostra (VR-150B) que corresponde a um biotita-gnaiss de composição granítica, apresentando o maior fracionamento (La/Yb)_N dentre todas as demais estudadas ((La/Yb)_N = 101,8) e forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,33). Esta amostra foi datada por Valladares (1996), com interceptos de 2185±8 Ma e 605±3 Ma (U-Pb em zircão, ID-TIMS).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
VR150B	66,24	101,8	5,40

6.6.3.2 – Série de médio-K

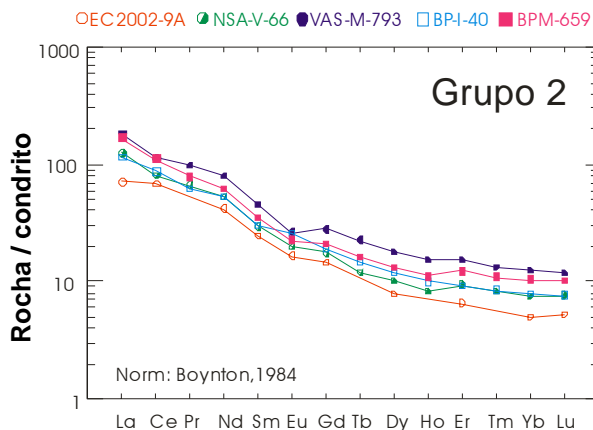
Grupo 1 – O primeiro grupo da série de médio-K é representado por três amostras intermediárias de hornblenda-biotita gnaiss (SiO₂ entre 59,14% e 59,98%) de composição tonalítica. Apresenta um leve fracionamento (La/Yb)_N com razões entre 8,2 e 11,0, variando pouco para este grupo. O padrão de ETR normalizado para o condrito, apesar de muito bem caracterizado graficamente para neste grupo, com razões TRL (La/Sm)_N entre 2,6 e 3,0 e TRP (Sm/Lu)_N entre 3,3 e 3,8, apresenta uma anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* = 1,82) para a amostra VAS-786B, o que contrasta com a anomalia levemente negativa das demais (Eu/Eu* = 0,73-0,83).



Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
BP-I-24	59,14	11,0	2,11
VAS-786B	59,92	10,6	2,21
BP-I-4(3)	59,98	8,2	1,77

Variação (La/Yb)_N = 1,3 vezes

Grupo 2 – Constituído por cinco amostras intermediárias de hornblenda-biotita gnaisses (SiO₂ entre 59,77% e 65,86%), todas de composição tonalítica. Apresenta-se moderadamente fracionado com razões (La/Yb)_N entre 14,1 e 16,6, TRL (La/Sm)_N entre 2,9 e 7,5 e TRP (Sm/Lu)_N entre 2,0 e 4,7. A variação da razão (La/Yb)_N é muito pequena para este grupo.



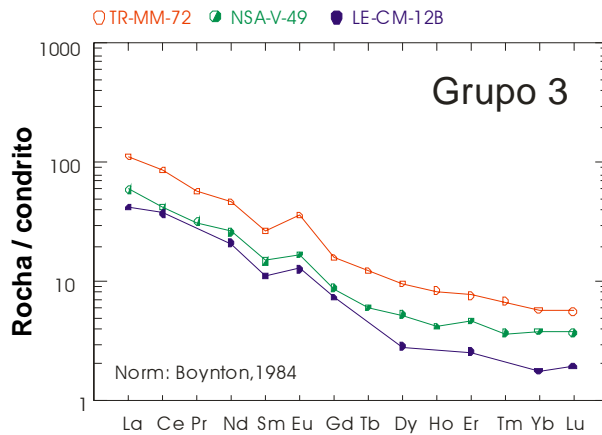
Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
VAS-M-793	59,77	14,7	2,06
BP-M-659	60,64	16,2	1,95
BP-I-40	63,01	14,6	1,18
NSA-V-66	65,29	16,6	2,17
E2002 09-A	65,86	14,1	1,05

Variação (La/Yb)_N = 1,2 vezes

Grupo 3 – Constituído por três amostras de composição tonalítica (duas de hornblenda-biotita gnaiss e uma de biotita gnaiss), com SiO₂ variando entre 65,76% e 67,53%, também apresenta fracionamento moderado de ETR, com razões (La/Yb)_N entre 15,6 e 23,8, TRL (La/Sm)_N entre 3,8 e 4,3 e TRP (Sm/Lu)_N entre 4,0 e 5,8. Todas apresentam anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* = 1,4 – 2,0). A variação da razão (La/Yb)_N é de 1,5 vezes para este grupo.

NSA-V-49	65,76	15,62	1,59
LE-CM-12B	66,82	23,76	1,48
TR-MM-72	67,53	19,68	2,45

Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O
---------	------------------	----------------------	------------------



Varição $(La/Yb)_N = 1,5$ vezes

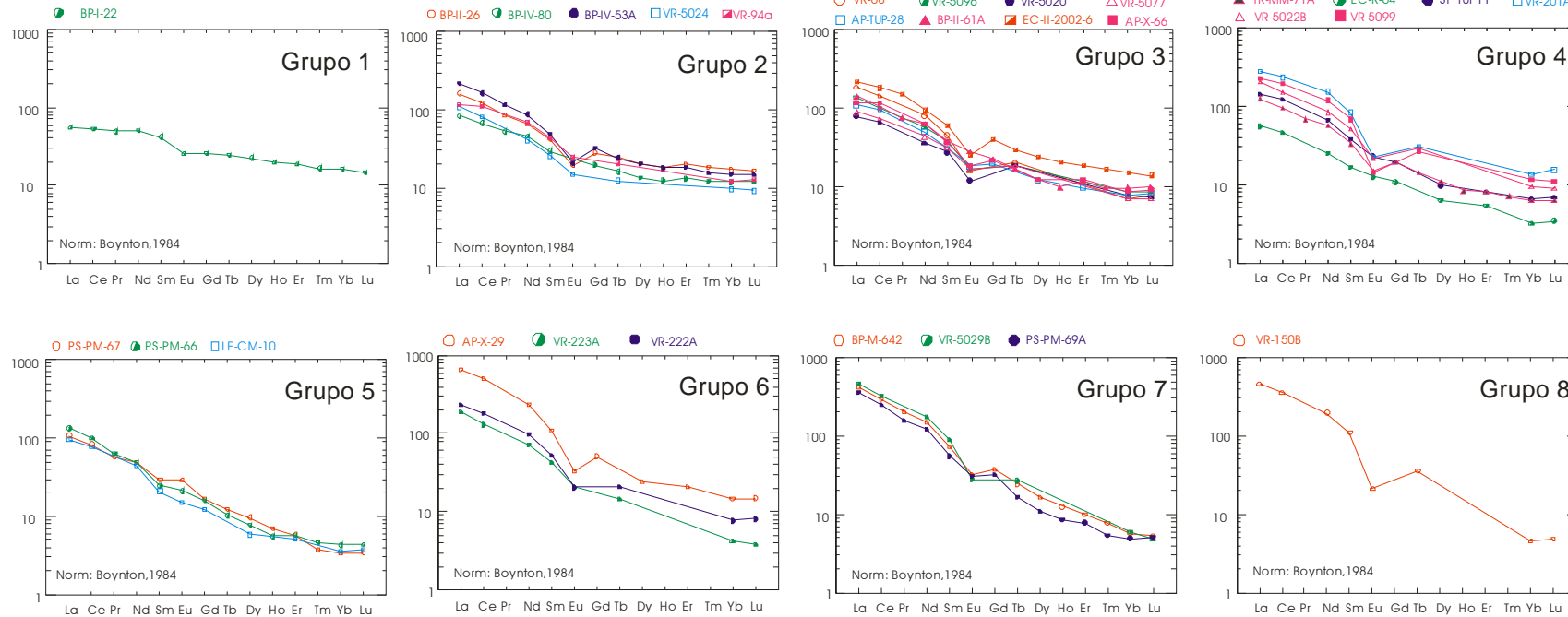
Analisando cada uma das séries originais, a normalização dos ETR pelo condrito de Boynton (1984) mostra que, de um modo geral, a série de alto-K apresenta um forte fracionamento em ETR para a maioria das amostras, com enriquecimento em ETR leves. As anomalias negativas de Eu predominam em 28 das 30 amostras e o conteúdo de La é moderado a alto, com $La_N = 55$ a 650 vezes o valor condrítico.

Para a série de médio-K, a normalização dos ETR pelo condrito mostra um fracionamento moderado e anomalias de Eu tanto positivas como negativas. O conteúdo de La é moderado, com $La_N = 30$ a 180 vezes o valor condrítico.

A simples divisão com base nas razões $(La/Yb)_N$ e padrões de ETR normalizados para o condrito (Boynton, 1984) não significa que as amostras agrupadas sejam cogenéticas. A geocronologia também será utilizada como ferramenta para testar a hipótese de existência de suítes compatíveis com os grupos 1 a 8 da série de alto-K e 1, 2 e 3 da série de médio-K.

Para as investigações geocronológicas, foram selecionadas as amostras: BP-IV-53A; EC-II-2002-6; TR-MM-71A; PS-PM-66; BP-I-40; e LE-CM-12B (Tabela 6.5). Nesta escolha preferiu-se adotar os grupos mais representativos em quantidade de amostra, levando-se em conta a distribuição geográfica, e excluindo-se aquelas que já tivessem datação prévia.

Série cálcio-alcalina alto-K



Série cálcio-alcalina médio-K

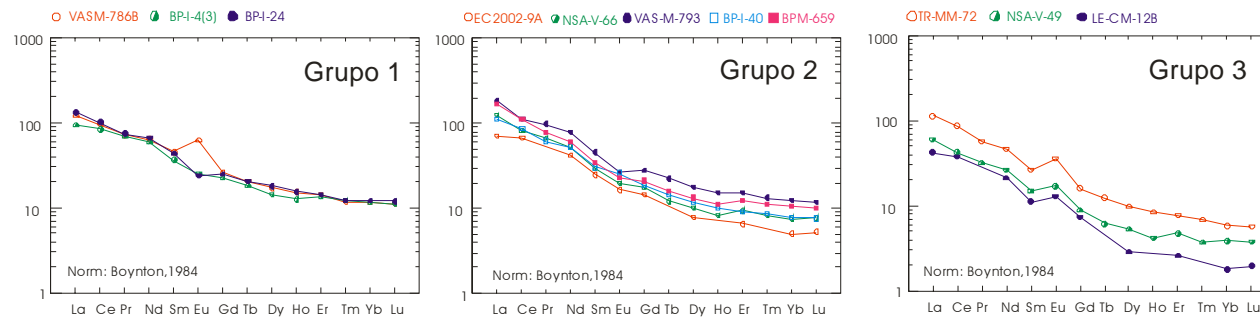


Figura 6.18 – Diagramas multi-elementares para as amostras do Complexo Quirino normalizadas para o condrito de Boynton (1984). Os grupos de cada série são indicados

6.7 – Conclusões

A grande quantidade de dados litogeoquímicos obtidos nos últimos anos para o Complexo Quirino, somada a alguns dados complementares em regiões até então carentes de tais informações (a nordeste do Terreno Paraíba do Sul), permitiu uma completa avaliação das características dessas rochas em âmbito regional,

Esta avaliação confirmou a existência das duas séries cálcioalcalinas já identificadas na literatura (alto-K e médio-K), não só pelo aspecto litogeoquímico, apresentando diferenças significativas entre a proporção de alguns elementos maiores, traços e padrões de terras raras, mas também por características petrográficas relacionadas às relações de minerais máficos (anfíbólio/biotita) e predomínio de feldspatos potássico ou plagioclásio (vide capítulo 5). Tratam-se de ortognaisses oriundos de ambiente compressivo de arco magmático.

Quanto às características de campo, estas duas séries são muito similares, sendo os contatos de difícil caracterização, apresentando as mesmas variações de texturas e deformações visto terem sido submetidas aos mesmos processos metamórficos em eventos posteriores, e apresentarem as mesmas ocorrências de enclaves (anfibolíticos, calcissilicáticos) de tamanhos e formas variadas. Porém, uma avaliação mineralógica identificando o predomínio tanto de anfíbólio ou biotita, quanto do K-feldspato e plagioclásio, pode ser utilizado para uma discriminação preliminar, em campo, a qual tipo de série determinado ortogneisse está relacionado, uma vez que a série cálcioalcalina de alto-K é constituída, predominantemente, de biotita-gnaisses de composição granítica/granodiorítica, enquanto que a série cálcioalcalina de médio-K é constituída, predominantemente, de hornblenda biotita-gnaisses de composição tonalítica.

O mapa 1 do Anexo 5 mostra a localização dos pontos do Complexo Quirino que contêm os dados litogeoquímicos aqui estudados. Neste mapa destaca-se a predominância de amostras pertencentes à série de alto-K em detrimento da série de médio-K, especialmente restrita. Nota-se, ainda, que os pontos pertencentes à série de médio-K ocupam um limitado setor no limite noroeste do Terreno Paraíba do Sul, próximo ao contato com o Terreno Ocidental, com exceção da amostra TR-MM-72, que por sua vez também está próximo a uma “lente” do Terreno Ocidental ao longo da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul.

Apesar do aparente modelo evolutivo de arco imaturo para arco maturo que as duas séries citadas poderiam indicar, gradando de um magmatismo intermediário para ácido, as idades U-Pb (apresentadas no capítulo 7) caracterizam a série de médio-K, como mais nova. Assim, a hipótese de fusão de crosta arqueana pré-existente durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil no Paleoproterozóico, tem ganhado força, tendo em visto as idades T_{DM} arqueanas de Valladares *et al.* (2002) para a série de médio-K. Outros dados obtidos nesta tese para a série de médio-K, tais como as análises regressivas pelo método dos mínimos quadrados (sub-item 6.6.1), indicando a possibilidade de processos de assimilação concomitante à cristalização fracionada, e a maior concentração de zircões arqueanos herdados, também corroboram com esta hipótese. Este assunto será melhor abordado no capítulo 7 após a apresentação dos dados obtidos de geocronologia.

A atual pesquisa possibilitou a identificação de onze grupos afins, a partir de critérios petrológicos e geoquímicos, sendo oito pertencentes à série de alto-K e três à série de médio-K. Esta subdivisão foi utilizada para orientar a posterior investigação geocronológica U-Pb com base no método LA-ICP-MS em zircões conforme apresentada na Tabela 6.7.

Tabela 6.7 – Relação dos diversos grupos caracterizados para o Complexo Quirino e suas respectivas amostras, com destaque para aquelas utilizadas em investigação geocronológica U/Pb.

SÉRIE ORTOGNAISSICA ALTO K – COMPLEXO QUIRINO					
GRUPO 1	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	OBSERVAÇÕES
	BP I 22	63,7	3,32	3,48	
GRUPO 2	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	BPIV80	55,97	7,06	2,69	
	VR94A	61,06	9,51	3,8	
	VR5024	61,15	11,16	2,64	
	BPIV53A	64,42	14,36	2,92	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
	BPII 26	64,91	9,43	3,57	
GRUPO 3	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	VR5096	58,4	16,05	2,78	
	EC-II-2002-6	59,36	14,56	2,89	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
	BPII61A	60,09	14,67	4,15	
	AP-X-66	61,93	13,49	3,99	
	AP-TUP-28	63,27	13,85	3,43	
	VR-5077	64,13	12,61	2,68	
	VR-5020	67,41	10,38	2,88	
	VR08	71,73	12,31	3,72	
GRUPO 4	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	VR5022B	57,39	21,94	2,9	
	SP-TUP-11	61,94	21,99	3,35	
	VR201A	67,25	20,39	4,94	
	VR5099	67,65	20,03	4,66	
	TRMM71A	67,72	20,13	3,61	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
	EC-2002-R4	68,49	17,42	3,35	
GRUPO 5	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	PSPM67	63,82	31,86	4,17	
	LE-CM-10M	64,72	26,23	3,37	
	VAS786C	65,35	32,45	4,09	
	PSPM66	67,7	31,21	4	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
GRUPO 6	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	AP-X-29	68,05	44,49	6,14	
	VR-223A	69,43	44,47	5,58	
	VR222A	68,63	30,11	4,96	
GRUPO 7	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	PSPM69A	64,34	74,65	4,7	
	VR5029B	65,57	77,48	4,58	
	BPM642	66,27	72,36	4,13	
GRUPO 8	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	VR150B	66,24	101,82	5,4	AMOSTRA DATADA
SÉRIE ORTOGNAISSICA MÉDIO K – COMPLEXO QUIRINO					
GRUPO 1	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	OBSERVAÇÕES
	BP-I-24	59,14	10,95	2,11	
	VAS-786B	59,92	10,56	2,21	AMOSTRA DATADA
	BP-I-4(3)	59,98	8,2	1,77	
GRUPO 2	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	VAS-M-793	59,77	14,67	2,06	
	BP-M-659	60,64	16,19	1,95	
	BP-I-40	63,01	14,63	1,18	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
	NSA-V-66	65,29	16,57	2,17	
	E2002 09-A	65,86	14,10	1,05	
GRUPO 3	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K2O	
	NSA-V-49	65,76	15,62	1,59	
	LECM 12B	66,82	23,76	1,48	AMOSTRADO PARA DATAÇÃO
	TR-MM-72	67,53	19,68	2,45	

7 - GEOCRONOLOGIA U-Pb

7.1 - Introdução

Este capítulo trata da apresentação dos dados geocronológicos U-Pb obtidos para os três conjuntos investigados no âmbito do Terreno Paraíba do Sul, quais sejam: o Complexo Quirino; o Grupo Paraíba do Sul e os Granitóides Neoproterozóicos.

Seis amostras de seis diferentes grupos de ortognaisses do Complexo Quirino, foram selecionadas para datação, no intuito de se obter informações referentes à época de cristalização do magma, eventos metamórficos, e indícios de idades herdadas da fonte.

A cobertura metassedimentar, representada pelo Grupo Paraíba do Sul, também foi alvo de investigação para a determinação das idades de zircão detrítico em dois pontos amostrados. Tais informações, ainda inéditas para esta cobertura, vêm a contribuir para a caracterização de intervalos de proveniência e idade máxima de deposição da paleobacia Paraíba do Sul. Para isso, foram coletados quartzitos em meio aos paragnaisses que compõem parte do Grupo Paraíba do Sul.

Por fim, as duas outras amostras selecionadas compreenderam rochas neoproterozóicas relacionadas ao evento Brasileiro e metamorfismo de alto grau atuante neste terreno.

Assim, foi analisado um total de dez amostras, sendo geradas planilhas com as razões obtidas, idades e incerteza analítica, para a obtenção dos diagramas de concórdia. No caso das duas amostras de metassedimentos, além dos diagramas de concórdia, foram gerados histogramas representativos de fontes de diferentes idades.

Durante o processo de seleção e montagem dos grãos, procurou-se abranger as diversas variedades de zircão quanto às formas, tamanhos e cores, sendo priorizados grãos diamagnéticos em busca de resultados mais concordantes. Algumas populações paramagnéticas, atraíveis ao F.F.+5° e/ou F.F.+3°, teoricamente menos concordantes, também foram selecionadas objetivando uma melhor materialização da discórdia. É certo que estas variedades apresentam por vezes indivíduos fraturados e/ou com inclusões que podem resultar numa baixa qualidade dos resultados. Porém, a alta resolução espacial do feixe de laser (a 40µm de diâmetro) possibilitou uma análise dos setores mais preservados de cada grão. Em ocasionais resultados pontuais de qualidade duvidosa (em virtude do excesso de

chumbo comum, mistura de idades, perda de Pb recente, etc), optou-se pela não inserção dos dados no cálculo geral da idade da amostra, visando a melhor confiabilidade dos dados.

Quando grãos apresentavam núcleo e borda visíveis, análises pontuais foram realizadas no intuito de averiguar a possibilidade de ocorrência de eventos geológicos subseqüentes. Pontas de prismas e bordas de grãos zonados também foram selecionados com o intuito de averiguar registros metamórficos posteriores. O Anexo 6 apresenta uma tabela contendo as características dos grãos analisados, bem como o posicionamento dos *spots* e as respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas.

A seguir será apresentado o contexto dos afloramentos em que cada ponto foi amostrado, bem como as características dos zircões selecionados para investigação geocronológica U-Pb, e as idades obtidas com base no método LA-ICPMS.

7.2 -Complexo Quirino

7.2.1 - Série de alto-K

7.2.1.1 - Grupo 2 – Amostra BP-IV-53

Trata-se um hornblenda-biotita gnaiss de aspecto homogêneo, pouco deformado, com matriz mesocrática equigranular, porfiroblastos de K-feldspato rosado e enclaves anfíbolíticos.

A amostra foi coletada em um lajeado situado numa drenagem próxima à fazenda Boa Liga, 1,5 km a NW da localidade de Dorândia em Barra do Piraí (Figura 7.1). Tectonicamente, o ponto encontra-se próximo ao empurrão que delimita o limite NW do Terreno Paraíba do Sul com as unidades do Domínio Juiz de Fora pertencente ao Terreno Ocidental.

Montagem

A montagem da amostra BP-IV-53 contém um total de sessenta e cinco grãos de zircão separados por frações magnéticas de F.F.5° (#16 a #19), F.F.3° (#11 a #15) e não atraíveis ao F.F.-0,5° (os demais) em maior quantidade. Destes, foram datados trinta e cinco grãos abrangendo as diversas variedades existentes.

A população diamagnética selecionada contém, em geral, grãos incolores com pequenas inclusões e pouco fraturados, apresentando proporções de 2x1 a 2,5x1 que chegam a 200 µm em seu eixo maior e bordas arredondadas, com algumas variações equidimensionais de mesma característica. As frações

paramagnéticas contêm grãos incolores e acastanhados, fraturados e geralmente mais robustos com proporções de 2,5x1 a 4x1 e comprimento de 250 a 450 μm (Figura 7.2).



Figura 7.1 – Ponto BP-IV-53 na Fazenda Boa Liga em Barra do Pirai (RJ). Rocha amostrada no detalhe.

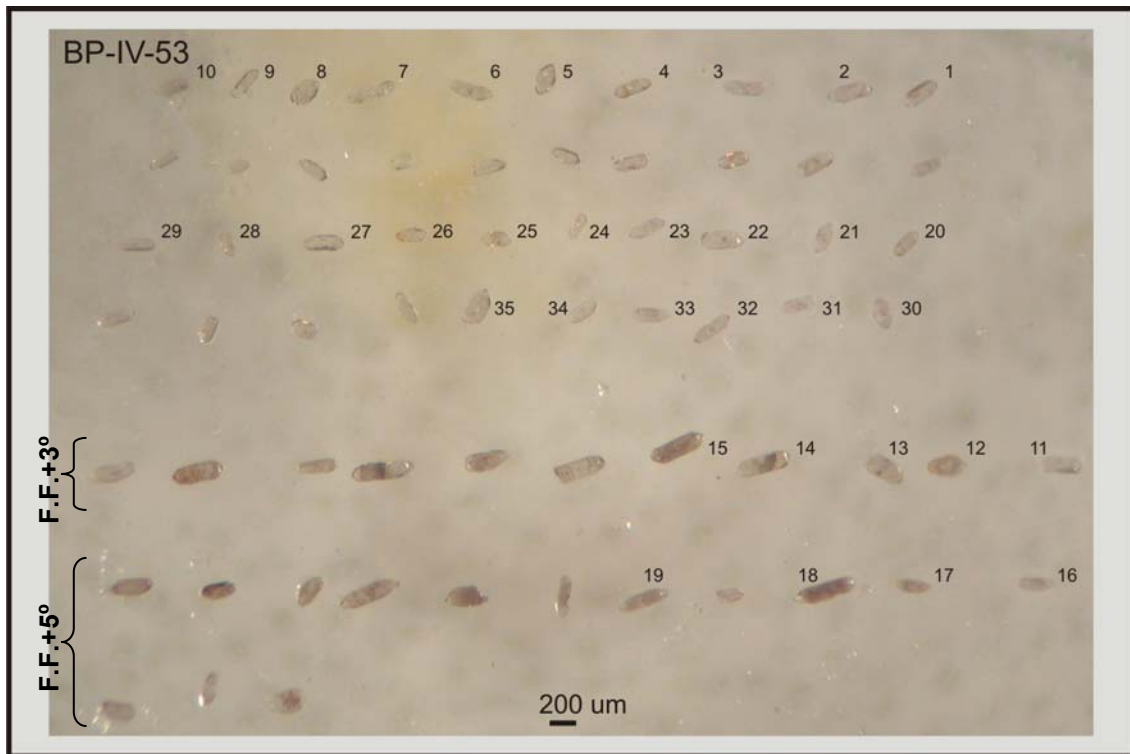


Figura 7.2 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-IV-53.

Dados obtidos

Os dados obtidos estão expostos na Tabela 7.1 e representados em diagramas de concórdia na qual a projeção da reta da discórdia com base em trinta e quatro análises mostraram idades de intercepto superior e inferior a 2216 ± 10 Ma (2σ) e 609 ± 35 Ma (2σ), respectivamente (Figura 7.3). A idade obtida no intercepto superior é interpretada como idade de cristalização da rocha, com evento termal neoproterozóico registrado na idade de intercepto inferior.

Dentre toda a população analisada, alguns grãos individuais apresentaram importantes informações: o de número #2 (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 2183 ± 17 Ma) foi o que mais se aproximou da concórdia, com 1,8% de discordância; o grão #1, com 10,2% de discordância, foi o único de idade neoproterozóica (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 649 ± 40 Ma), por conseguinte o mais próximo do intercepto inferior; e o grão #4 apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2946 ± 18 Ma (2σ) com discordância de 26,3%, indicando herança arqueana (Figura 7.4). Ambos os grãos citados (#2, #1 e #4) receberam os feixes de *laser* ao centro, são incolores, alongados (2,5x1) e de pequeno porte, não havendo nenhuma diferença significativa entre eles.

Os grãos paramagnéticos aparentemente são os mais discordantes (7,9% a 38,8%) se comparados aos diamagnéticos (1,8% a 28,8%) indicando uma maior abertura do sistema isotópico U-Pb. Tentou-se ainda datar o núcleo e a borda do

grão #7, obtendo-se idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sem grandes variações (1974 ± 20 Ma e 1932 ± 24 Ma) e muito discordantes (27,1 e 28,8%).

Interessante notar que nesta amostra de ortognaisse, de aspecto homogêneo e pouco deformado, ocorreu uma considerável preservação da idade de cristalização da rocha, com valores paleoproterozóicos identificados quase na totalidade dos grãos analisados, mesmo quando investigado os bordos dos mesmos, e ocorrendo apenas um indivíduo de idade neoproterozóica relacionada ao Evento Brasileiro (grão #1).

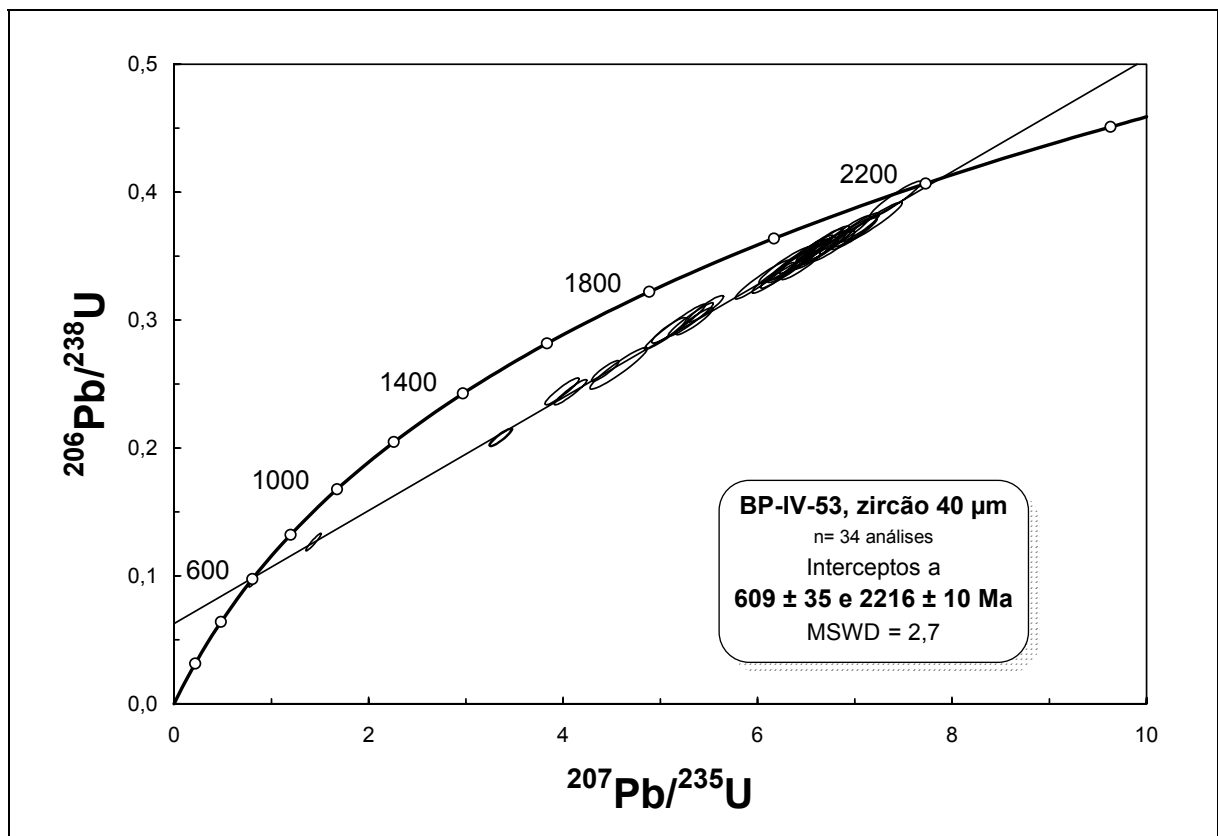


Figura 7.3 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BP-IV-53.



Figura 7.4 – Detalhe dos grãos #4 e #5 com o posicionamento dos *spots* onde foram obtidas idades discordantes arqueana e paleoproterozóica, respectivamente.

Tabela 7.1 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino

BP-IV-53

Zircão 40 µm

Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
1	165010	16501	0,0613	0,0011	0,8001	0,0257	0,0946	0,0026	0,81	649	±40	583	±16	10,2
2	958040	infinito	0,1365	0,0014	7,4188	0,2153	0,3945	0,0114	0,94	2183	±17	2144	±62	1,8
3	792113	5246	0,1312	0,0017	6,2856	0,2199	0,3429	0,0117	0,93	2114	±22	1901	±65	10,1
4	918946	12763	0,2153	0,0024	11,9887	0,5088	0,4003	0,0169	0,97	2946	±18	2170	±92	26,3
5	545255	11601	0,1341	0,0014	6,5026	0,2275	0,3514	0,0122	0,95	2152	±18	1941	±68	9,8
6	327832	5464	0,1263	0,0015	5,0915	0,1467	0,2920	0,0082	0,91	2047	±21	1652	±46	19,3
7 núcleo	335951	7999	0,1212	0,0014	4,0765	0,1366	0,2435	0,0080	0,94	1974	±20	1405	±46	28,8
7 bordo	421754	12780	0,1184	0,0016	3,9893	0,1440	0,2443	0,0086	0,93	1932	±24	1409	±49	27,1
8	1121785	50990	0,1342	0,0014	6,6366	0,1952	0,3584	0,0105	0,94	2154	±18	1975	±58	8,3
9	784727	65394	0,1360	0,0014	6,9174	0,1997	0,3686	0,0106	0,94	2177	±18	2023	±58	7,1
10	663831	15805	0,1166	0,0014	3,3510	0,0915	0,2082	0,0055	0,90	1905	±22	1219	±32	36,0
11	383143	20165	0,1301	0,0014	5,3511	0,1562	0,2991	0,0086	0,93	2100	±20	1687	±49	19,7
12	762286	16940	0,1321	0,0014	6,0449	0,2263	0,3315	0,0123	0,96	2126	±19	1846	±69	13,2
13	461218	20053	0,1353	0,0015	6,5728	0,1692	0,3507	0,0089	0,91	2168	±19	1938	±49	10,6
14	516943	22476	0,1355	0,0015	6,3708	0,2781	0,3431	0,0149	0,97	2171	±19	1901	±83	12,4
15	914551	2253	0,1258	0,0022	4,5723	0,2412	0,2623	0,0133	0,95	2040	±30	1501	±76	26,4
16	743789	infinito	0,1347	0,0014	6,7175	0,1848	0,3614	0,0099	0,93	2160	±18	1989	±55	7,9
17	1004900	infinito	0,1264	0,0016	5,1505	0,2564	0,2947	0,0145	0,97	2049	±22	1665	±82	18,7
18	2038387	4530	0,0824	0,0012	1,4338	0,0650	0,1264	0,0056	0,95	1255	±28	767	±34	38,8
19	1229122	25084	0,1168	0,0013	3,3632	0,0953	0,2082	0,0058	0,92	1908	±21	1219	±34	36,1
20	351732	infinito	0,1382	0,0014	6,9933	0,1941	0,3675	0,0102	0,93	2205	±18	2018	±56	8,5
21	665753	infinito	0,1342	0,0014	6,3596	0,1830	0,3438	0,0099	0,94	2153	±18	1905	±55	11,5
22	406851	infinito	0,1356	0,0014	6,7156	0,2061	0,3577	0,0110	0,94	2172	±18	1971	±60	9,2
23	765461	infinito	0,1342	0,0014	6,1650	0,1820	0,3330	0,0098	0,94	2153	±18	1853	±55	14,0
24	552722	infinito	0,1350	0,0016	6,6017	0,1781	0,3535	0,0093	0,91	2165	±20	1951	±51	9,9
25	801183	infinito	0,1359	0,0014	6,6839	0,1874	0,3568	0,0100	0,93	2176	±18	1967	±55	9,6

Tabela 7.1 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2s erro	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U Idade (Ma)	2 σ erro	% discord.
26	919561	infinito	0,1281	0,0013	5,3129	0,1901	0,3004	0,0107	0,96	2073	±19	1693	±60	18,3
27	423167	infinito	0,1370	0,0014	7,0371	0,1794	0,3723	0,0095	0,92	2189	±18	2040	±52	6,8
28	981184	infinito	0,1337	0,0014	6,4118	0,2441	0,3472	0,0132	0,96	2148	±18	1921	±73	10,6
29	1005632	infinito	0,1286	0,0014	5,4658	0,1515	0,3088	0,0085	0,93	2079	±19	1735	±48	16,6
30	695007	infinito	0,1373	0,0014	6,7751	0,1850	0,3578	0,0098	0,93	2193	±17	1972	±54	10,1
31	539177	infinito	0,1377	0,0015	6,9993	0,1884	0,3692	0,0099	0,92	2198	±18	2026	±54	7,8
32	308915	infinito	0,1363	0,0014	6,4427	0,1667	0,3424	0,0088	0,92	2180	±18	1898	±49	12,9
33	797210	infinito	0,1235	0,0013	4,4336	0,1150	0,2602	0,0067	0,91	2007	±19	1491	±38	25,7
34	521342	30667	0,1340	0,0014	6,3342	0,1885	0,3417	0,0101	0,93	2151	±19	1895	±56	11,9
35	337938	48277	0,1382	0,0014	7,1884	0,2448	0,3766	0,0128	0,95	2204	±18	2060	±70	6,5

7.2.1.2 - Grupo 3 – Amostra EC-II-2002-6

Amostra coletada em afloramento na porção NE do Terreno Paraíba do Sul, situado na margem da rodovia BR-116, que dista cerca de 3 km a norte do centro urbano de Além Paraíba, MG. Trata-se de um hornblenda gnaiss mesocrático de coloração esverdeada contendo ortopiroxênios caracterizando, assim, um setor de facies granulito do Complexo Quirino (Figura 7.5).

Este ponto localiza-se próximo ao contato SE com o Domínio Juiz de Fora (sul) do Terreno Ocidental, próximo à Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, onde ocorre interdigitação tectônica entre rochas dos terrenos Paraíba do Sul e Ocidental (Anexo 5, Mapa de Compartimentação Tectônica e de Localização dos Pontos)



Figura 7.5 - Ponto EC-II-2002-6 na rodovia BR-116 em Além Paraíba (MG). Rocha amostrada no detalhe.

Montagem

A montagem da amostra EC-II-2002-6 continha um total de cinquenta e sete grãos de zircão abrangendo as diversas variedades existentes. Destes, se perderam oito grãos durante o processo de polimento, sendo analisados os quarenta e nove restantes. Foram contempladas duas frações magnéticas nesta análise: uma paramagnética F.F.3° (grãos #39 a #49) e outra diamagnética em maior proporção

(grãos #1 a #38) (Figura 7.6). As idades obtidas para os grãos #6, #8, #23 e #34, consideradas de mistura, foram excluídas pela ausência de significado geológico.

Em geral os zircões são incolores, com alguns indivíduos levemente amarelados, pouco fraturados e com poucas inclusões. As formas são basicamente alongadas com extremidades arredondadas e alguns indivíduos prismáticos, com comprimento de 200µm a 300µm de proporção média a 2,5x1, ou circulares equidimensionais de 150 µm.

Não foram percebidas grandes diferenças morfológicas entre as duas frações magnéticas avaliadas. Os zircões paramagnéticos, apesar da menor quantidade, apresentam variações de discordância inferiores (-6,7% a 12,1%) aos diamagnéticos (-9,8% a 39%).

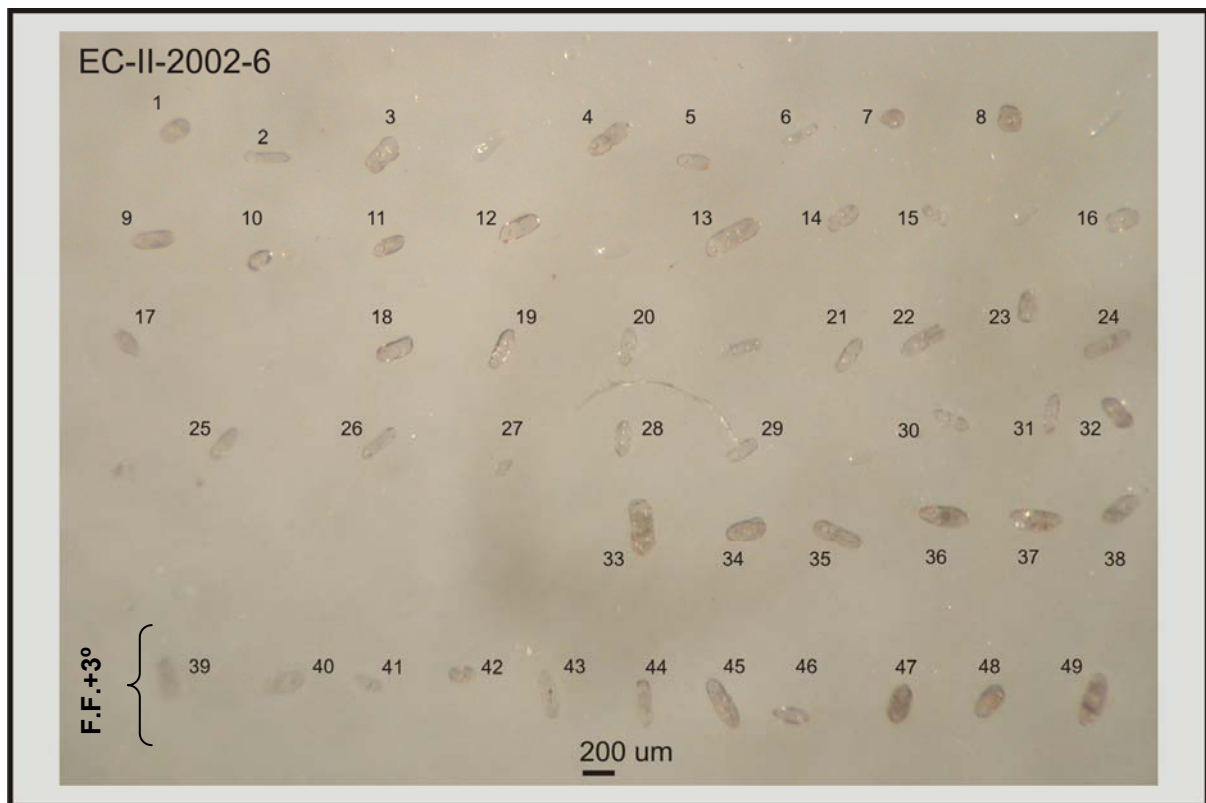


Figura 7.6 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra EC-II-2002-6.

Dados obtidos

Os dados obtidos, expostos na Tabela 7.2, geraram um diagrama de concórdia com idades de intercepto superior e inferior de 2197 ± 11 Ma (2σ) e 616 ± 34 Ma (2σ), respectivamente (Figura 7.7). Um segundo diagrama (Figura 7.8) foi preparado como um detalhe da região do intercepto inferior, apresentando ainda a idade concordante de 645 ± 13 Ma obtida a partir dos bordos dos grãos zonados #3 e #33 (Figura 7.9).

A idade obtida no intercepto superior é interpretada como idade de cristalização da rocha, enquanto que a idade de intercepto inferior se refere ao registro de evento termal neoproterozóico.

Dos seis grãos que apresentaram idades neoproterozóicas, observa-se que os de número #7 e #10 são equidimensionais (~100 μm) e o #2 alongado e bastante delgado. Provavelmente, o diminuto tamanho dos mesmos tornou-os mais susceptíveis às influências térmicas dos eventos metamórficos brasileiros. Já os grãos #3, #33 e #47, prismáticos e mais robustos, apresentam um núcleo individualizado, e as idades neoproterozóicas obtidas se referem a *spots* localizados na extremidade e na borda lateral desses grãos.

Nota-se ainda, de acordo com os valores obtidos para esta amostra, a possibilidade de registro de dois eventos metamórficos distintos no Neoproterozóico: 1) um mais antigo, já indicado pela idade concordante de 645 ± 13 Ma (grãos #3 e #33); e 2) outro mais jovem, entre 571 ± 22 Ma e 582 ± 25 Ma (grãos #7 e #47), com ressalvas em virtude desses valores não serem concordantes (discordância = -9,8% e -6,7%, respectivamente..

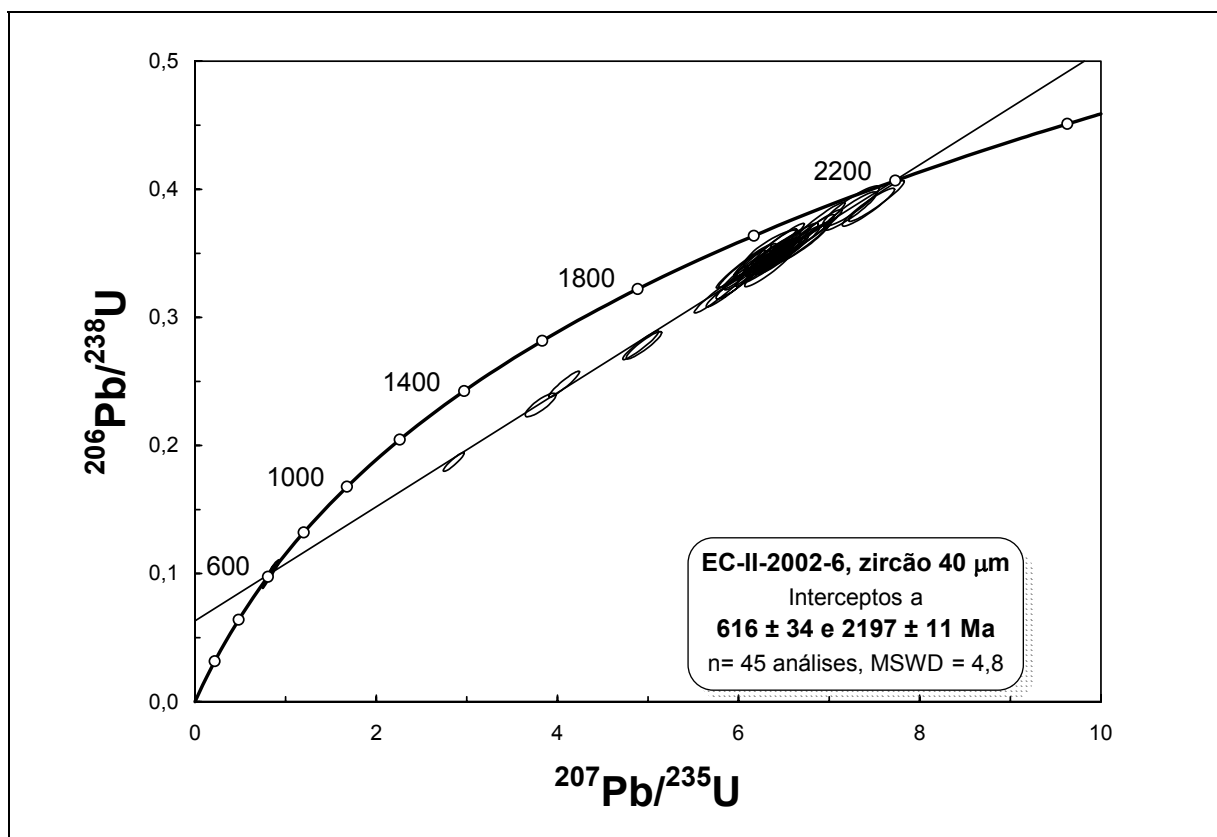


Figura 7.7 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra EC-II-2002-6.

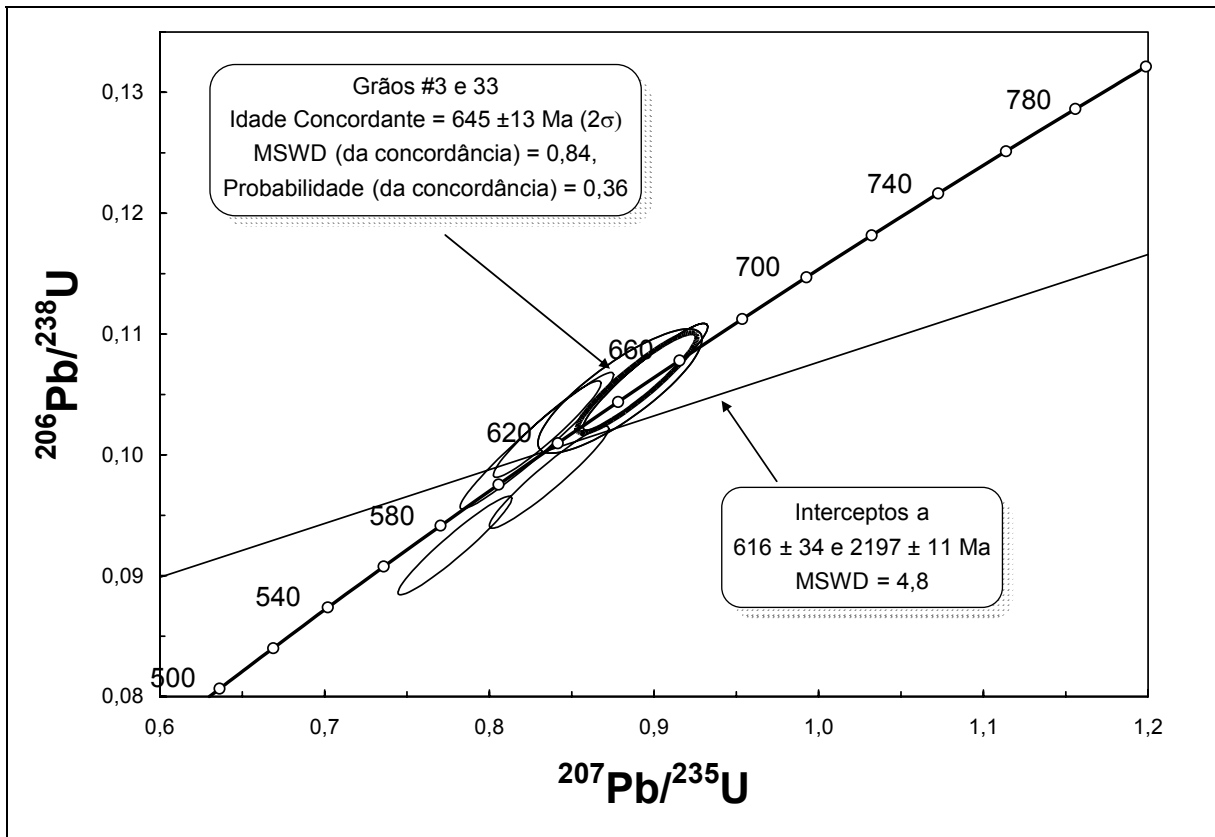


Figura 7.8 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concordância para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra EC-II-2002-6.

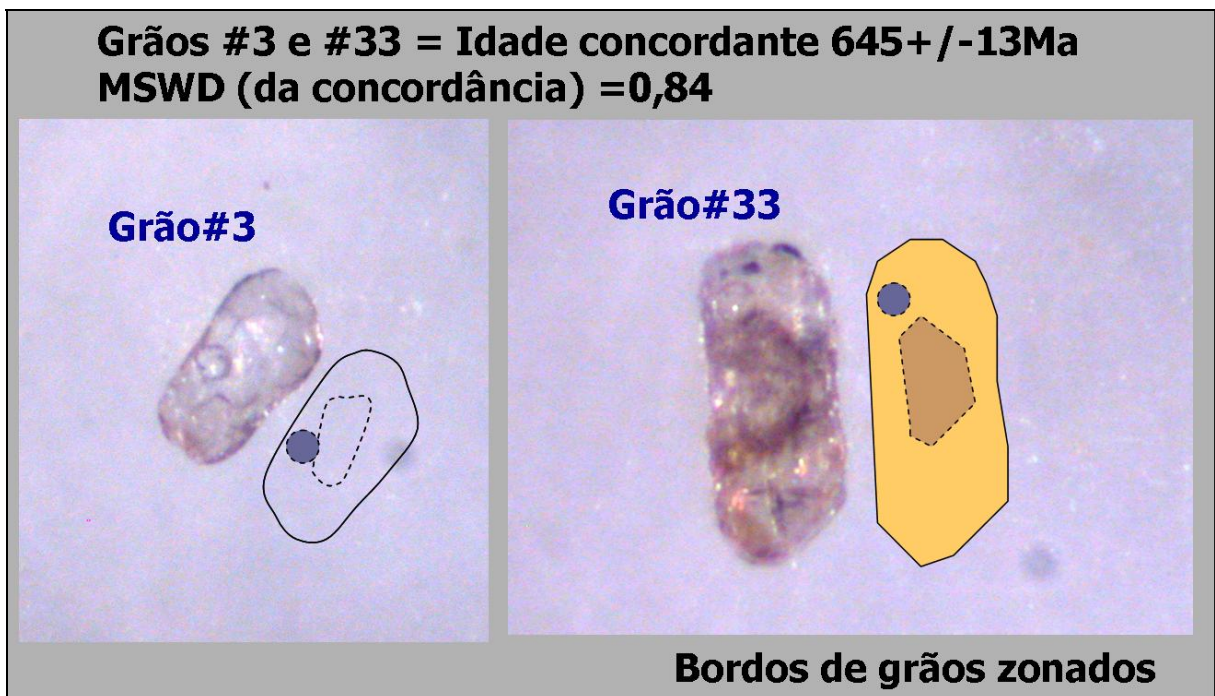


Figura 7.9 – Detalhe dos grãos zoados #3 e #33, com idade concordante obtida em spots localizados em seus respectivos bordos.

Tabela 7.2 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino.

EC-II-2002-6

Zircão 40 µm

Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade(Ma)	2σ erro	% discord.
1	621727	10538	0,1333	0,0014	6,2744	0,2544	0,3413	0,0138	0,97	2142	18	1893	77	11,6
2	272989	90996	0,0609	0,0007	0,7792	0,0282	0,0925	0,0033	0,96	635	23	570	21	10,2
3	1408718	infinito	0,0607	0,0007	0,8948	0,0309	0,1065	0,0036	0,94	628	26	652	22	-3,8
4	1302265	infinito	0,1306	0,0013	6,4403	0,2345	0,3576	0,0130	0,96	2106	18	1971	72	6,4
5	1251267	15641	0,1323	0,0014	6,4222	0,2133	0,3520	0,0116	0,95	2128	19	1944	64	8,6
6	idade mista													
7	2675866	infinito	0,0591	0,0006	0,8352	0,0267	0,1021	0,0033	0,95	571	22	627	20	-9,8
8	idade mista													
9	2351807	infinito	0,1346	0,0014	6,8618	0,2288	0,3693	0,0123	0,95	2159	18	2026	68	6,2
10	154164	infinito	0,0617	0,0007	0,8363	0,0296	0,0982	0,0035	0,95	664	23	604	21	9,2
11	698417	infinito	0,1360	0,0014	6,7250	0,2219	0,3584	0,0118	0,95	2177	18	1974	65	9,3
12	811805	infinito	0,1347	0,0014	6,4672	0,2191	0,3483	0,0118	0,96	2160	18	1926	65	10,8
13	522532	infinito	0,1287	0,0013	4,9201	0,1633	0,2783	0,0092	0,95	2080	18	1583	52	23,9
14	689037	infinito	0,1347	0,0014	6,6180	0,2291	0,3560	0,0123	0,96	2161	18	1963	68	9,1
15	77266	infinito	0,1365	0,0015	6,3196	0,2062	0,3372	0,0109	0,94	2184	20	1873	60	14,2
16	84095	infinito	0,1395	0,0015	7,4336	0,2359	0,3860	0,0121	0,94	2222	19	2104	66	5,3
17	709890	236630	0,1328	0,0013	6,3516	0,2214	0,3468	0,0121	0,96	2136	18	1919	67	10,1
18	578127	infinito	0,1318	0,0015	5,9850	0,1919	0,3271	0,0104	0,94	2122	19	1825	58	14,0
19	652596	infinito	0,1317	0,0013	5,7727	0,2141	0,3178	0,0118	0,96	2120	18	1779	66	16,1
20	802849	infinito	0,1329	0,0013	5,8847	0,1987	0,3214	0,0108	0,96	2137	18	1797	61	15,9
21	606950	infinito	0,1342	0,0014	6,3882	0,2592	0,3449	0,0140	0,97	2153	18	1910	77	11,3
22	1419541	infinito	0,1340	0,0014	6,4095	0,1961	0,3477	0,0106	0,94	2151	18	1924	59	10,6
23	idade mista													
24	1176877	168125	0,1107	0,0014	2,8554	0,0943	0,1871	0,0060	0,92	1811	23	1106	35	39,0
25	745639	21931	0,1331	0,0014	6,3771	0,2249	0,3473	0,0122	0,96	2140	18	1922	68	10,2
26	760931	16542	0,1190	0,0014	4,0733	0,1390	0,2478	0,0083	0,94	1942	20	1427	48	26,5
27	332993	23785	0,1188	0,0023	3,8144	0,1392	0,2317	0,0075	0,85	1939	35	1343	44	30,7

Tabela 7.2 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U Idade(Ma)	2 σ erro	% discord.
28	664099	33205	0,1357	0,0014	6,7143	0,2492	0,3587	0,0133	0,96	2174	18	1976	73	9,1
29	144880	3622	0,1357	0,0020	7,2416	0,2550	0,3868	0,0129	0,90	2172	26	2108	70	3,0
30	319755	29069	0,1342	0,0015	6,4182	0,2078	0,3469	0,0111	0,94	2154	19	1920	62	10,9
31	834122	64163	0,1332	0,0014	6,5275	0,2210	0,3567	0,0121	0,95	2140	18	1966	66	8,1
32	176716	16065	0,1295	0,0016	4,9550	0,1605	0,2782	0,0087	0,92	2091	22	1582	50	24,3
33	56605	11321	0,0611	0,0016	0,8793	0,0407	0,1053	0,0042	0,84	641	55	645	26	-0,6
34	idade mista													
35	838149	5861	0,1317	0,0014	6,0964	0,2216	0,3371	0,0122	0,96	2120	18	1873	68	11,7
36	953787	7630	0,1334	0,0014	6,8936	0,2298	0,3746	0,0125	0,95	2144	18	2051	68	4,3
37	736328	245443	0,1350	0,0014	6,5001	0,2194	0,3491	0,0118	0,96	2164	18	1930	65	10,8
38	2634501	10211	0,1299	0,0013	6,0583	0,2484	0,3398	0,0139	0,97	2097	18	1885	77	10,1
39	786501	5618	0,1312	0,0030	6,3722	0,2551	0,3533	0,0122	0,82	2114	40	1950	67	7,8
40	73162	2360	0,1301	0,0014	6,1825	0,1923	0,3446	0,0106	0,94	2100	19	1909	59	9,1
41	3276853	52014	0,1346	0,0014	6,7923	0,2178	0,3660	0,0117	0,95	2159	18	2011	64	6,9
42	977694	16028	0,1334	0,0016	6,5875	0,2391	0,3581	0,0127	0,94	2143	21	1973	70	7,9
43	98568	infinito	0,1394	0,0014	7,5226	0,2514	0,3909	0,0130	0,95	2220	18	2127	71	4,2
44	4161959	18017	0,1303	0,0013	6,3004	0,2781	0,3504	0,0154	0,97	2102	18	1937	85	7,9
45	3712396	26329	0,1304	0,0013	6,0391	0,2116	0,3378	0,0118	0,96	2103	18	1876	66	10,8
46	1232767	45658	0,1316	0,0014	6,2989	0,2110	0,3470	0,0116	0,95	2120	18	1920	64	9,4
47	2623064	43718	0,0594	0,0007	0,8289	0,0381	0,1012	0,0046	0,97	582	25	621	28	-6,7
48	1056407	25153	0,1319	0,0015	6,1054	0,2142	0,3357	0,0117	0,95	2123	19	1866	65	12,1
49	302959	4734	0,1369	0,0018	7,2321	0,2381	0,3830	0,0122	0,92	2189	22	2090	67	4,5

7.2.1.3 - Grupo 4 – Amostra TR-MM-71A

Esta rocha é um biotita gnaisse milonítico apresentando minerais orientados e estirados, e foliação subvertical marcante ($S_n = N52^\circ E/85^\circ NW$) em consequência da proximidade da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (Anexo 5), e subparalela à direção NE-SW dos lineamentos regionais. O afloramento ocorre em um talude de corte na margem da rodovia BR-040, nas proximidades de Três Rios (RJ), (Figura 7.10).

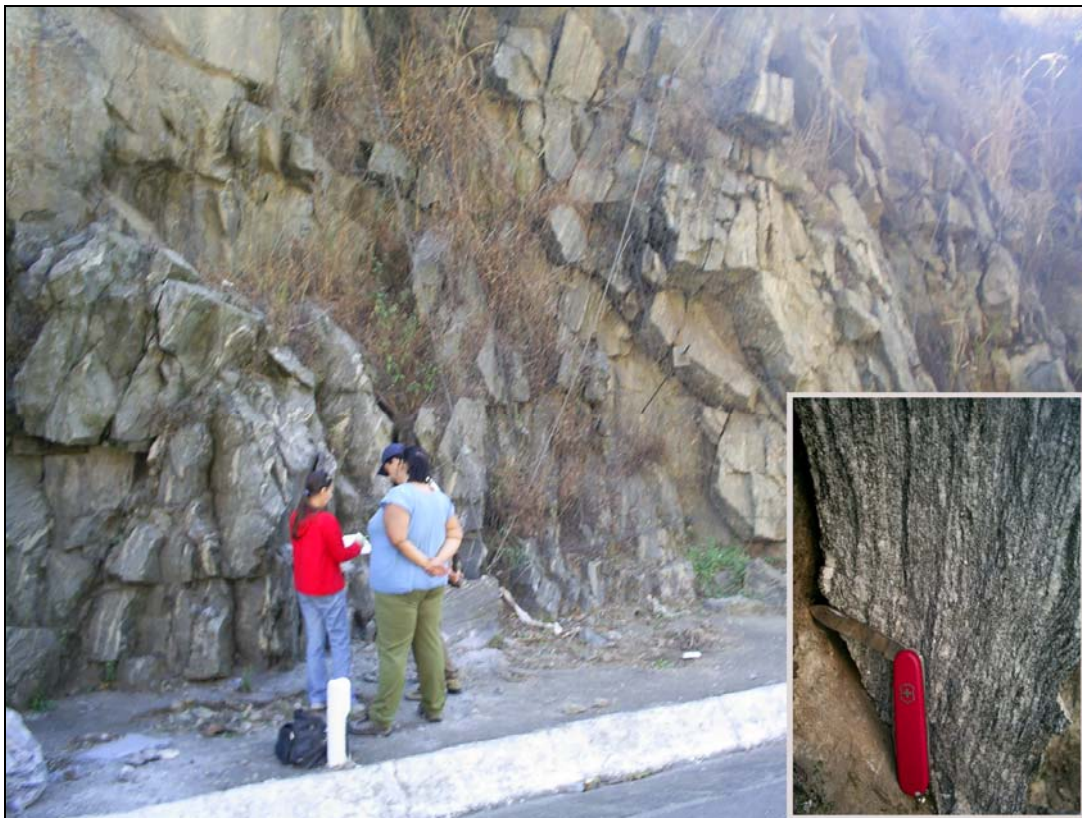


Figura 7.10 – Ponto TR-MM-71A na rodovia BR-040 em Três Rios (RJ). Rocha amostrada no detalhe.

Montagem

A montagem da amostra TR-MM-71 A contém um total de cinquenta e seis grãos de zircão que procurou abranger as diversas variedades existentes. Foram investigadas duas frações, uma paramagnética F.F.5° e outra diamagnética em maior proporção (Figura 7.11).

A população paramagnética selecionada apresenta, em geral, grãos prismáticos de coloração acastanhada e proporções 2,5x1 a 3x1, com cerca de 250 μm em seu eixo maior, sendo alguns fraturados. Os diamagnéticos são incolores, límpidos e pouco fraturados, com extremidades arredondadas e proporções de 1,5x1

a 3x1 variando entre 150 e 300 μm de comprimento. Alguns núcleos preservados puderam ser identificados em diversos grãos.

Dos cinquenta e seis grãos que compuseram a montagem da amostra TR-MM-71 A, foram datados quarenta e cinco, tendo os grãos #10, #13, #14, #18, #35, #36 e a borda do #49 sido descartados por apresentarem padrões de idades misturadas.

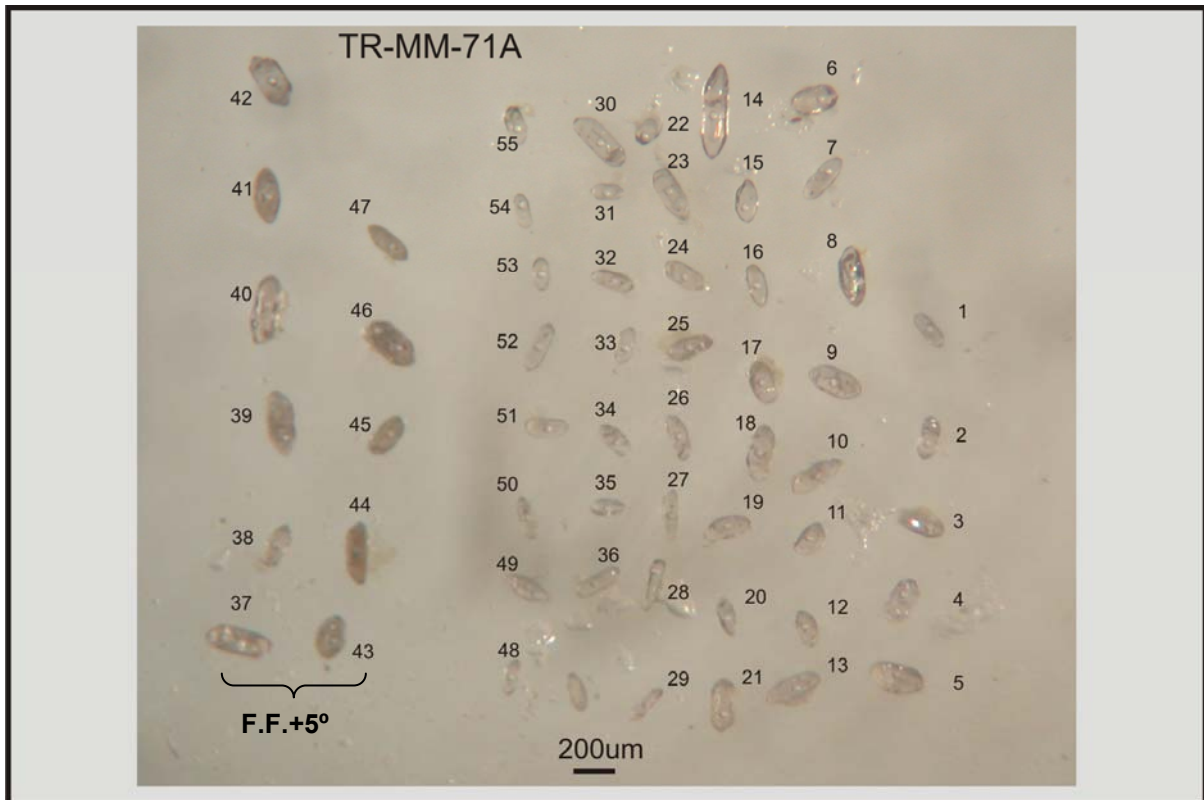


Figura 7.11 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra TR-MM-71A.

Dados obtidos

Com base nos dados adquiridos e expostos na Tabela 7.3, foram elaborados três diagramas de: No primeiro diagrama foram utilizadas todas as quarenta e oito análises, resultando em idades de intercepto superior e inferior de $2308,3 \pm 9,2 \text{ Ma}$ (2σ) e $606 \pm 22 \text{ Ma}$ (2σ) respectivamente, somado a um registro arqueano do grão #33, com idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de $3388 \pm 16 \text{ Ma}$ (2σ) e 25,3% de discordância (Figura 7.12). O segundo diagrama de concórdia apresenta a projeção da discórdia formada pelo principal grupo de zircões (Figura 7.13), e o terceiro diagrama de concórdia (Figura 7.14) mostra uma ampliação na área do intercepto inferior destacando o resultado de $608 \pm 13 \text{ Ma}$ (2σ) obtida a partir do grão concordante #44 (com -1,2% de discordância) (Figura 7.15).

Assim sendo, a idade obtida no intercepto superior é interpretada como idade de cristalização da rocha, enquanto que a idade de intercepto inferior se refere ao registro de evento termal neoproterozóico. Já o grão #33 situado fora da discórdia, é interpretado como um registro isolado de herança arqueana (Figuras 7.12 e 7.15).

Percebe-se ainda que na fração paramagnética, excetuando-se os grãos #37, #38 e #40 (incolores), todos outros grãos acastanhados apresentaram idades neoproterozóicas (com discordâncias entre -1,2% e 24,2%), mesmo com os *spots* sendo executados no centro do grão. Apesar da maioria dos grãos apresentar elevado percentual de discordância (acima de 10%), esta população inclui um grão concordante (#44). Já na fração diamagnética, dos quatro valores neoproterozóicos obtidos, dois correspondem a pontas de prismas (#22 e #34) e um à extremidade de grão alongado (#28).

Ainda que esta amostra esteja relacionada à Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul, apresentando grande proporção de grãos com registros de idades brasileiras, tais registros não apresentaram nenhuma idade mais recente do que 600 Ma.

Dos oito núcleos identificados nos grãos analisados, seis apresentaram idades paleoproterozóicas, com valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2136 ± 29 Ma e 2283 ± 18 Ma. As discordâncias apresentaram grande variação (5% a 21,8%), porém com tendência de decréscimo para as idades mais antigas. Já para os bordos destes grãos, não foi obtido nenhuma idade devido o delgado sobrecrescimento externo, o que impossibilita a análise pela limitação do diâmetro do *laser*.

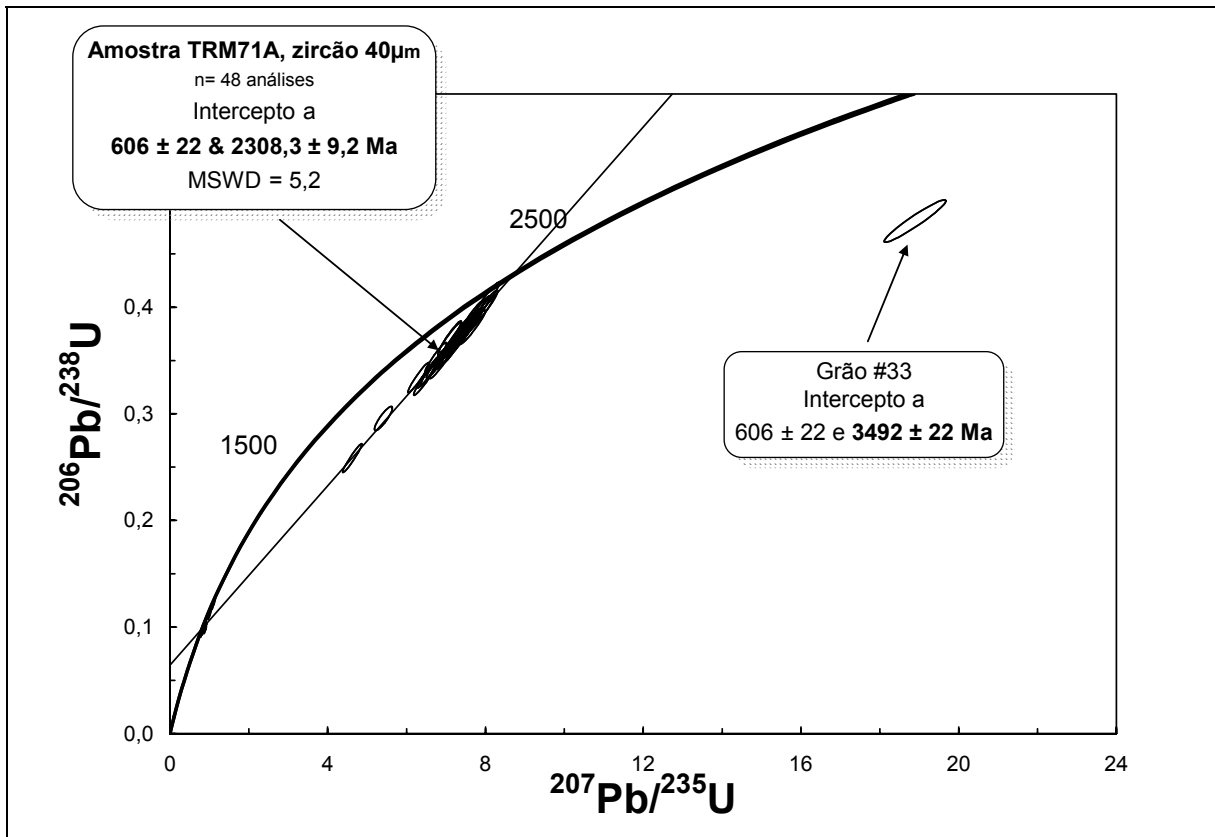


Figura 7.12 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.

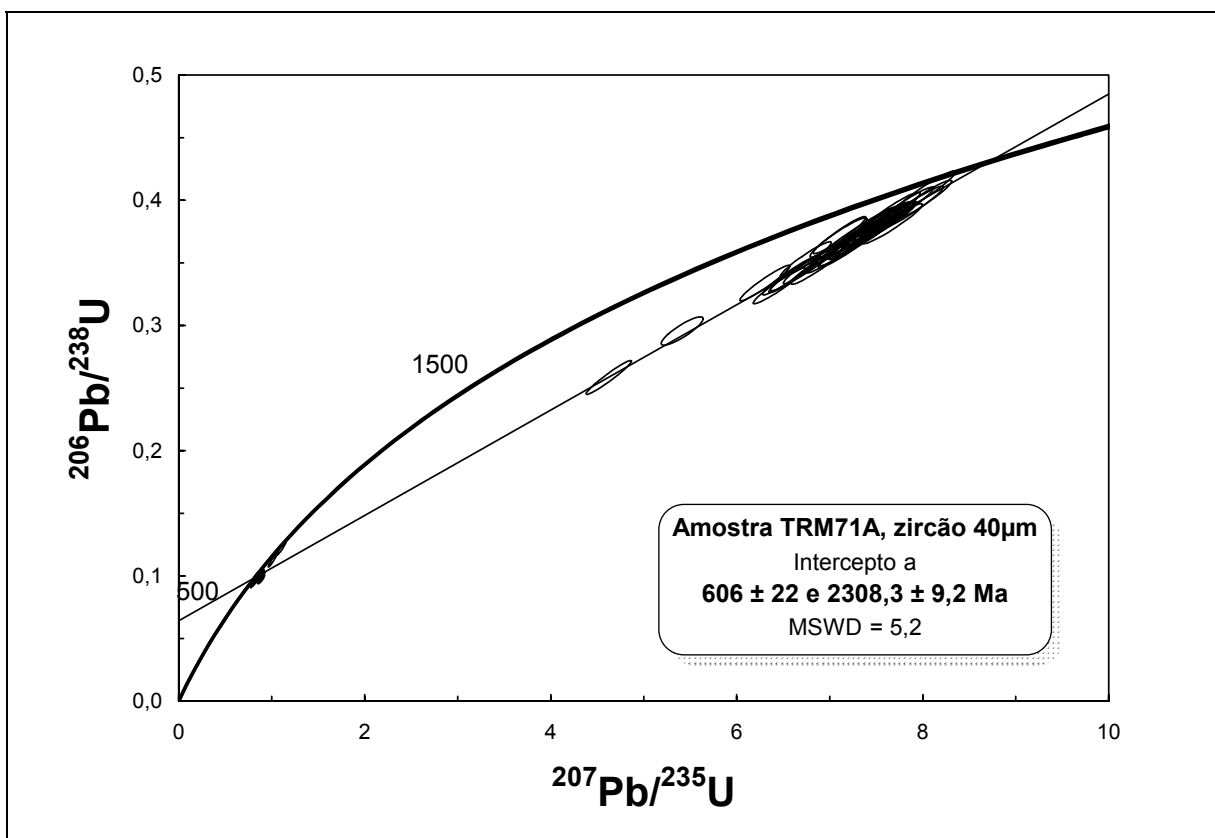


Figura 7.13 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.

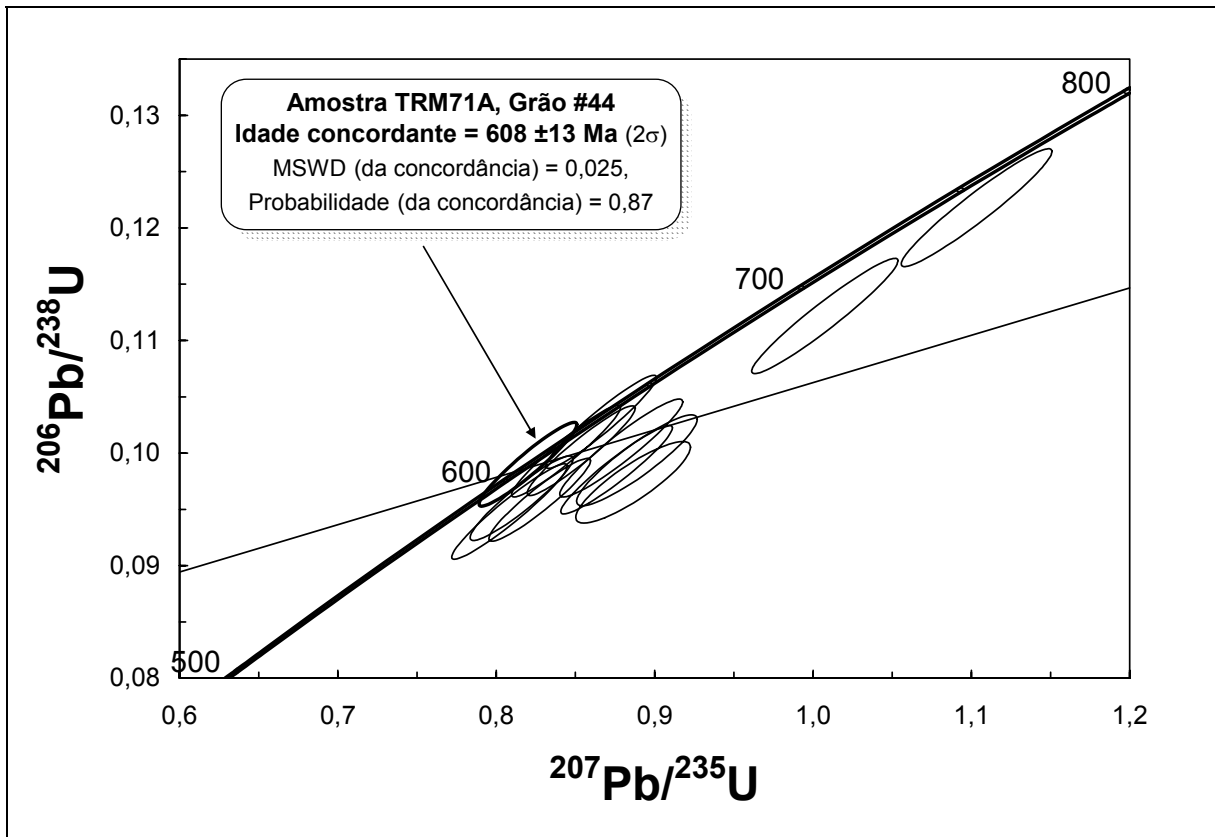


Figura 7.14 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra TR-MM-71A.

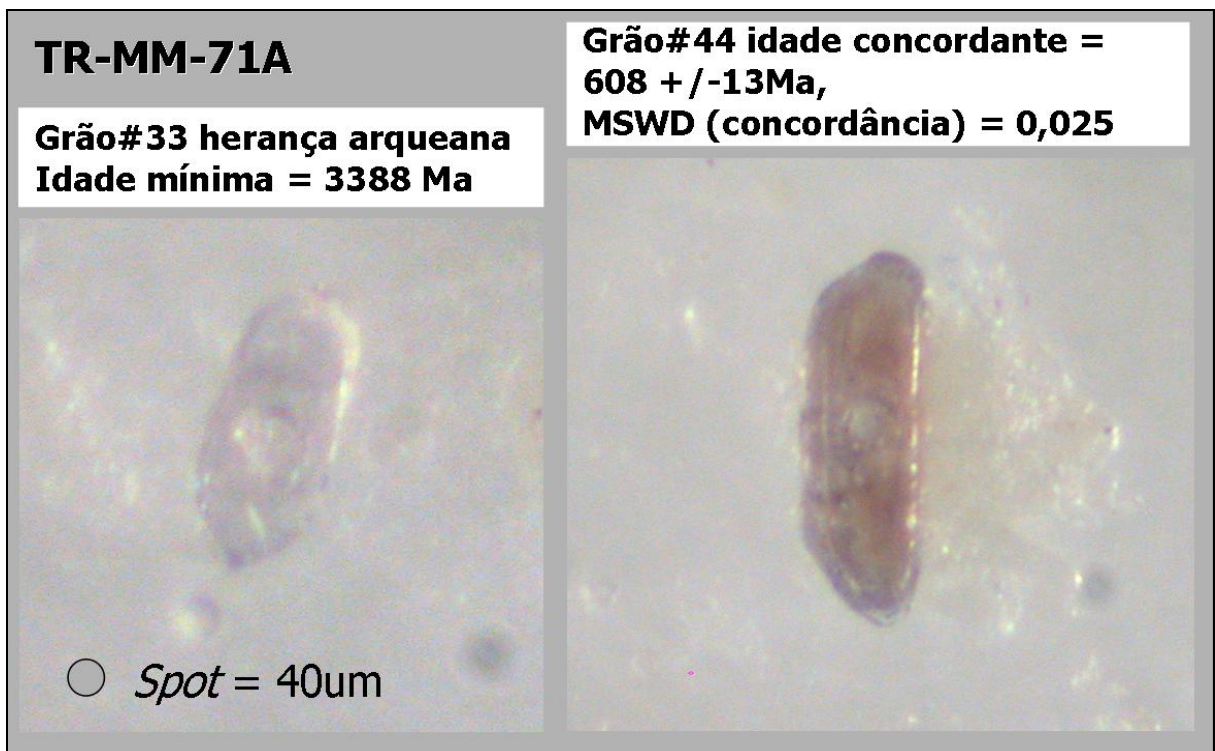


Figura 7.15 – Detalhe do grão #33 (herança arqueana), e do do grão concordante #44 de idade neoproterozóica.

Tabela 7.3 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino

TR-MM-71A														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade(Ma)	2σ erro	% discord.
1	502626	infinito	0,1411	0,0014	6,6648	0,2617	0,3427	0,0134	0,97	2241	18	1900	74	15,2
2	322406	infinito	0,1446	0,0015	7,9880	0,2644	0,3998	0,0132	0,95	2283	18	2168	72	5,0
3	546134	infinito	0,1417	0,0016	7,2452	0,3728	0,3710	0,0190	0,98	2248	20	2034	104	9,5
4	460417	infinito	0,0611	0,0006	0,8663	0,0286	0,1028	0,0034	0,95	642	22	631	21	1,8
5	586167	195389	0,1434	0,0015	7,7813	0,2775	0,3936	0,0140	0,96	2269	18	2139	76	5,7
6	816234	204058	0,1428	0,0014	7,5499	0,2384	0,3833	0,0121	0,95	2261	18	2092	66	7,5
7	176707	88354	0,1297	0,0015	4,6234	0,1990	0,2585	0,0110	0,96	2094	20	1482	63	29,2
8	568222	infinito	0,1437	0,0015	7,5026	0,2551	0,3787	0,0129	0,96	2272	18	2070	70	8,9
9	277658	infinito	0,1434	0,0015	7,2898	0,2419	0,3683	0,0122	0,95	2269	18	2021	67	10,9
10	idade mista													
11	814517	infinito	0,1432	0,0015	8,0200	0,2738	0,4065	0,0139	0,96	2266	18	2199	75	3,0
12	254741	infinito	0,1413	0,0015	6,6245	0,2147	0,3411	0,0110	0,95	2244	18	1892	61	15,7
13	idade mista													
14	idade mista													
15	339877	56646	0,1437	0,0015	7,4159	0,2689	0,3728	0,0135	0,96	2272	18	2042	74	10,1
16	199193	infinito	0,1437	0,0015	7,6173	0,2403	0,3844	0,0121	0,95	2273	18	2097	66	7,7
17	996059	infinito	0,1422	0,0015	7,2573	0,2223	0,3695	0,0113	0,94	2254	18	2027	62	10,1
18	idade mista													
19	605346	201782	0,1414	0,0014	6,8129	0,2544	0,3493	0,0130	0,96	2244	18	1931	72	14,0
20	792818	198204	0,1442	0,0015	7,6215	0,2589	0,3830	0,0130	0,95	2278	18	2090	71	8,2
21	307743	307743	0,1430	0,0016	7,5034	0,2829	0,3807	0,0143	0,96	2264	19	2080	78	8,1
22	512886	infinito	0,0648	0,0007	1,0075	0,0378	0,1122	0,0042	0,96	767	23	685	26	10,7
23	283593	infinito	0,1402	0,0014	6,5878	0,2534	0,3403	0,0131	0,96	2230	18	1888	72	15,3
24	743451	106207	0,1439	0,0015	7,2675	0,2336	0,3671	0,0118	0,95	2274	18	2016	65	11,4
25	934871	233718	0,0611	0,0006	0,8441	0,0281	0,1002	0,0033	0,95	643	22	615	20	4,2
26	846134	105767	0,1424	0,0014	7,4343	0,2612	0,3789	0,0133	0,96	2256	18	2071	73	8,2
27	543875	infinito	0,1369	0,0014	6,3029	0,2205	0,3339	0,0116	0,96	2188	18	1857	65	15,1

Tabela 7.3 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Idade(Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade(Ma)	2 σ erro	% discord.
28	339911	infinito	0,0656	0,0007	1,1034	0,0389	0,1218	0,0043	0,96	795	22	741	26	6,8
29	537575	28293	0,1429	0,0015	7,5750	0,2701	0,3826	0,0136	0,96	2263	18	2089	74	7,7
30	164199	41050	0,1426	0,0016	7,6726	0,2451	0,3913	0,0124	0,94	2259	19	2129	67	5,8
31	648017	92574	0,1437	0,0015	7,4676	0,2590	0,3768	0,0130	0,96	2272	18	2061	71	9,3
32	264953	infinito	0,1386	0,0015	6,7421	0,2244	0,3526	0,0117	0,95	2209	18	1947	64	11,9
33	590361	infinito	0,2845	0,0029	18,8944	0,6405	0,4808	0,0163	0,96	3388	16	2531	86	25,3
34	102324	infinito	0,0621	0,0007	0,8160	0,0266	0,0960	0,0031	0,93	677	25	591	19	12,7
35	idade mista													
36	idade mista													
37	471701	infinito	0,1450	0,0015	7,8802	0,2780	0,3942	0,0139	0,96	2287	18	2142	75	6,3
38	557537	infinito	0,1433	0,0015	7,2844	0,2241	0,3688	0,0113	0,94	2268	18	2024	62	10,8
39	1148195	3348	0,0629	0,0008	0,8789	0,0317	0,1004	0,0036	0,94	706	26	617	22	12,6
40	298915	infinito	0,1431	0,0015	6,8408	0,2127	0,3461	0,0107	0,94	2265	18	1916	59	15,4
41	536807	59645	0,0645	0,0007	0,8760	0,0288	0,0985	0,0032	0,95	757	23	606	20	19,9
42	392825	infinito	0,0618	0,0007	0,8084	0,0298	0,0948	0,0035	0,95	668	24	584	21	12,6
43	842617	infinito	0,0626	0,0007	0,8274	0,0262	0,0959	0,0030	0,94	694	24	590	18	15,0
44	3108261	infinito	0,0599	0,0006	0,8200	0,0252	0,0990	0,0030	0,95	601	22	609	19	-1,2
45	2197740	7527	0,0622	0,0007	0,8537	0,0279	0,1002	0,0033	0,95	679	22	616	20	9,4
46	544867	272434	0,0648	0,0010	0,8889	0,0311	0,0994	0,0033	0,90	767	32	611	20	20,4
47	518423	1538	0,0655	0,0011	0,8864	0,0296	0,0974	0,0030	0,86	791	36	599	18	24,2
48	773214	257738	0,1385	0,0014	7,1065	0,2314	0,3722	0,0121	0,95	2208	18	2040	66	7,6
49 núcleo	229513	infinito	0,1328	0,0022	5,4137	0,1840	0,2956	0,0092	0,87	2136	29	1669	52	21,8
49 borda	idade mista													
50	613165	306582	0,1436	0,0015	7,2116	0,2616	0,3639	0,0132	0,96	2271	17	2001	72	11,9
51	418057	69676	0,1436	0,0015	7,1752	0,2423	0,3612	0,0122	0,95	2271	18	1988	67	12,4
52	259672	infinito	0,1455	0,0015	7,6730	0,2646	0,3812	0,0131	0,95	2294	18	2082	72	9,2
53	566720	141680	0,1427	0,0015	7,0776	0,2686	0,3586	0,0136	0,96	2261	18	1976	75	12,6
54	496088	70870	0,1408	0,0014	6,4571	0,2290	0,3317	0,0117	0,96	2237	18	1847	65	17,5
55	189128	10507	0,1394	0,0016	7,0955	0,2499	0,3702	0,0128	0,94	2220	20	2030	70	8,6

7.2.1.4 - Grupo 5 – Amostra PS-PM-66

Amostra de biotita gnaiss porfiroblástico típico, coletado em paredão rochoso, contendo enclaves lenticulares anfibolíticos sob forma de indicadores cinemáticos com vergência para NW e enclaves angulosos calciossilicáticos envolvidos por feições de fluxo da rocha da encaixante, situado numa das encostas da Serra das Abóboras, no quilômetro 15 da rodovia BR-040 (Figura 7.16).

Localizado na folha Paraíba do Sul, 1:50.000 (IBGE), no centro do terreno tectônico homônimo, o ponto de coleta está próximo ao limite de empurrão NW com o Domínio Juiz de Fora (norte), pertencente ao Terreno Ocidental adjacente.



Figura 7.16 – Ponto PS-PM-66 na rodovia BR-040 em Paraíba do Sul (RJ).

Montagem

A montagem da amostra PS-PM-66 contém quarenta e cinco grãos de zircão na qual foram distinguidos três tipos principais: o primeiro, mais robusto e facetado, de coloração castanha, por vezes zonado, apresenta comprimento entre 250 μm e 350 μm em proporção de 2x1, geralmente fraturado e com inclusões. O segundo tipo é menor em tamanho, incolor e límpido, assumindo formas equidimensionais a ovaladas (de 150 μm) e alongadas tipo bastonetes na proporção 3x1 a 4x1 (300 a 400 μm). Por fim há alguns grãos de aspecto sujo, na proporção 2x1 (até 250 μm), medianamente fraturados, por vezes bipiramidais (Figura 7.17).

Priorizou-se a seleção de zircões da fração diamagnética (não atraível ao F.F.-0,5°), somadas a uma população de 10 grãos paramagnéticos atraíveis ao F.F.+5°, compostos pelo tipo mais robusto e acastanhado descrito anteriormente.

Dos quarenta e cinco grãos que compuseram a montagem da amostra PS-PM-66, foram datados quarenta e três, sendo descartados os resultados obtidos para o grão #13 e o núcleo do grão #39 por apresentarem padrões de idades misturadas sem significado geológico.

Onze grãos zonados passíveis de individualização da porção central (núcleo) em relação ao sobrecrecimento externo (borda) foram selecionados para datação. Nos grãos #32, #39 e #40, foram obtidas idades tanto do núcleo quanto da borda, enquanto que nos grãos #18, #22, #25, #28 e #31 apenas dos núcleos, com *spots* localizados ao centro do grão, enquanto que nos grãos #20, #35 e 43 foram investigados as bordas e extremidades.

Os demais grãos selecionados, geralmente alongados (proporção média 2,5x1), ainda que não apresentassem nenhum zoneamento, também foram investigados com alternâncias de posicionamento dos *spots* (ora no centro, ora na borda), evitando-se sempre os setores com inclusões ou fraturados. Algumas pontas de prismas (grãos #8, #11 e #15) também foram investigadas no intuito de se obter informações sobre a idade de metamorfismo.

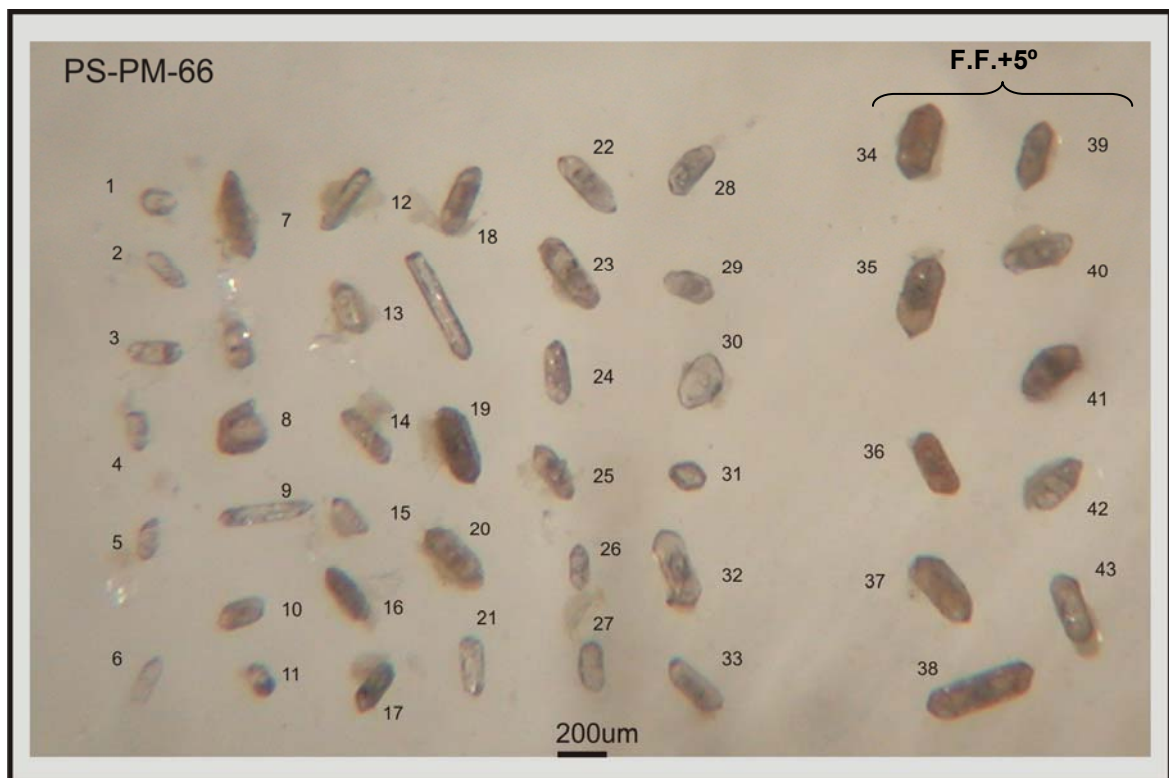


Figura 7.17 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra PS-PM-66.

Dados obtidos

Com base nos resultados expostos na Tabela 7.4, foi elaborado um diagrama de concórdia com interceptos superior e inferior a 2204 ± 11 Ma (2σ) e 595 ± 12 Ma (2σ), respectivamente (Figura 7.18). Um outro diagrama (Figura 7.19) mostra os diversos *plots* de idade neoproterozóica com média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 604 ± 12 Ma (2σ) para as vinte análises com discordâncias inferiores a 10%, e uma idade concordante de $619,8 \pm 19$ Ma (2σ) baseada nos grãos #11 e #12 (discordâncias a 2,9% e 0,7%, respectivamente). Apesar das diferentes bases de cálculo, todas as três idades neoproterozóicas obtidas se sobrepõem quando associadas às incertezas, registrando a influência de metamorfismo relacionado ao evento Brasileiro.

Logo, assim como as demais amostras analisadas, os diagramas de concórdia expostos nas Figuras 7.18 e 7.19, a idade de 2204 ± 11 Ma (intercepto superior) foi interpretada como de cristalização da rocha, enquanto que a idade de 595 ± 12 Ma (intercepto inferior) se refere ao registro de evento termal neoproterozóico que metamorfozou a rocha pré-existente.

Quanto à relação dos valores obtidos aos tipos de zircão, nota-se que em ambas as frações magnéticas, idades paleoproterozóicas e neoproterozóicas se distribuem por todo o conjunto. Algumas idades intermediárias também foram registradas nos grãos #7, #24 e #29, que apresentaram alto percentual de discordância (27 a 46%), relacionado às perdas de chumbo pela abertura do sistema isotópico.

Praticamente todas as idades neoproterozóicas estão relacionadas a *spots* localizados em extremidades e bordas de grãos, bem como pontas de prismas, enquanto que as idades paleoproterozóicas de cristalização foram obtidas a partir de *spots* localizados no centro dos grãos (Anexo 6). Esta informação torna-se mais consistente quando abordados os onze grãos zonados aqui investigados: todos os núcleos preservados apresentaram idades paleoproterozóicas; bordos com idades neoproterozóicas registraram perdas de chumbo na periferia do zircão ou sobrecrecimento externo, fatores interpretados como relacionados ao evento metamórfico a que esta rocha foi submetida.

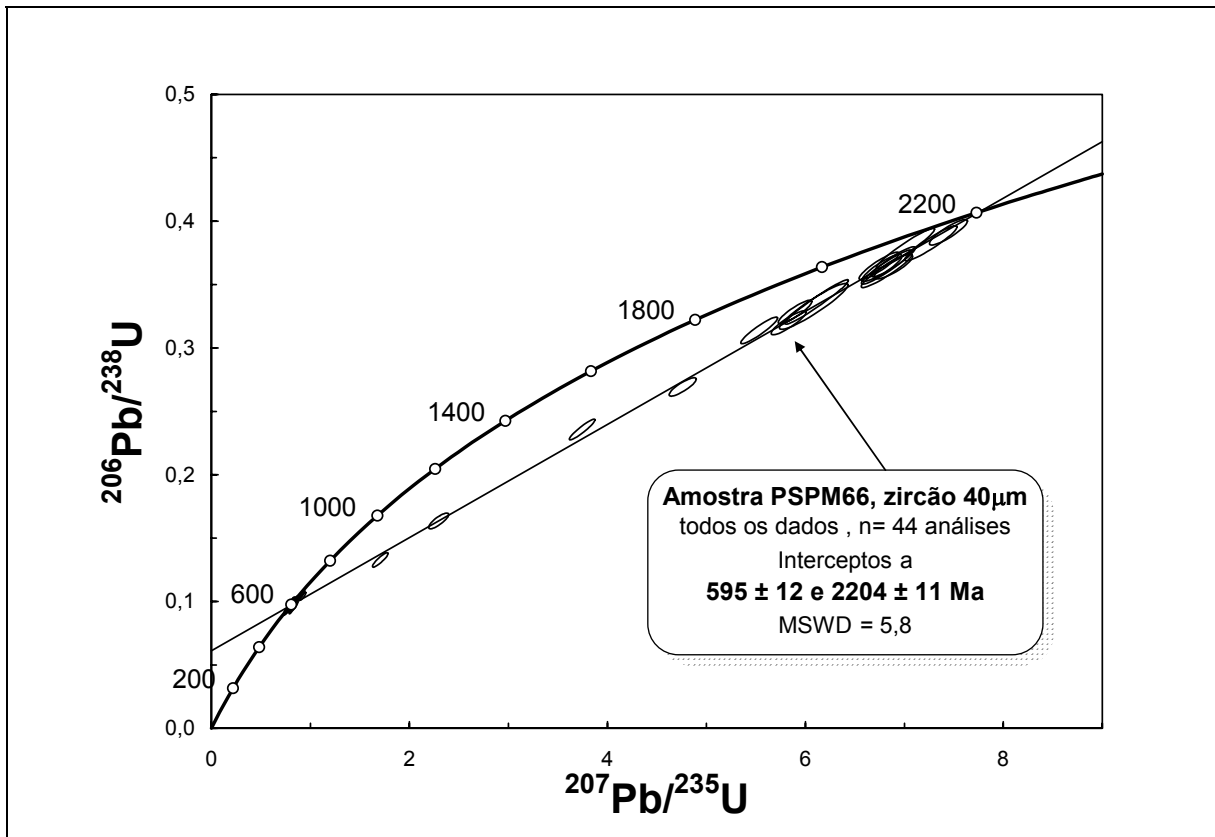


Figura 7.18 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66.

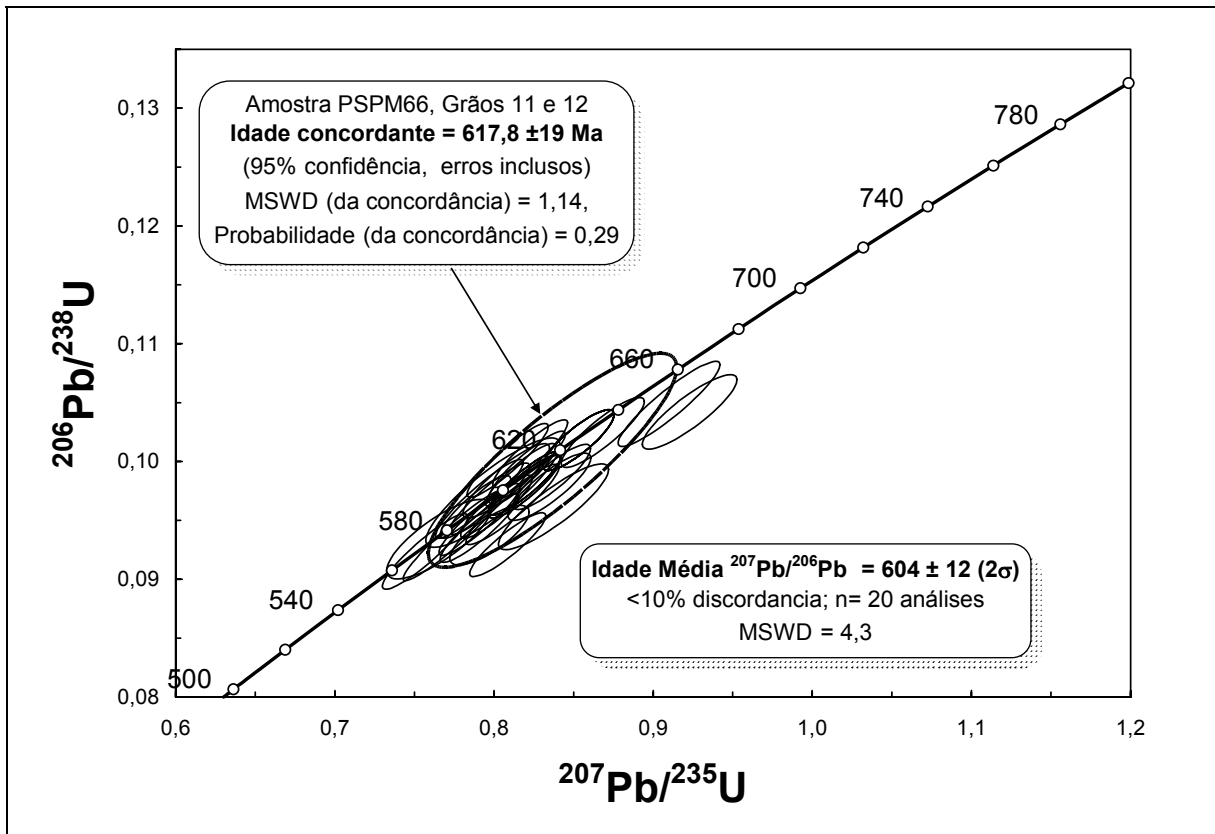


Figura 7.19 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra PS-PM-66.

Destaque para os grãos zonados #32 (Figura 7.20) e #40, que receberam dois *spots* cada (um no núcleo e outro na borda), registrando as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 2151 ± 18 e 589 ± 23 Ma, e 2124 ± 20 e 592 ± 25 Ma, respectivamente, corroborando com a interpretação de cristalização paleoproterozóica da rocha com subsequente exposição ao evento metamórfico brasileiro.

Nota-se ainda, a grande quantidade de idades relacionadas ao evento metamórfico Brasileiro, se comparado ao quantitativo das idades obtidas para a cristalização da rocha. Considerando as idades neoproterozóicas obtidas, com discordâncias inferiores a 5%, percebe-se o registro de dois eventos metamórficos distintos para esta rocha: 1) um mais antigo no intervalo entre cerca de 610 Ma e 650 Ma; e 2) no intervalo entre cerca de 570 Ma e 600 Ma, provavelmente relacionado ao empurrão que resultou na atual configuração do Terreno Paraíba do Sul.

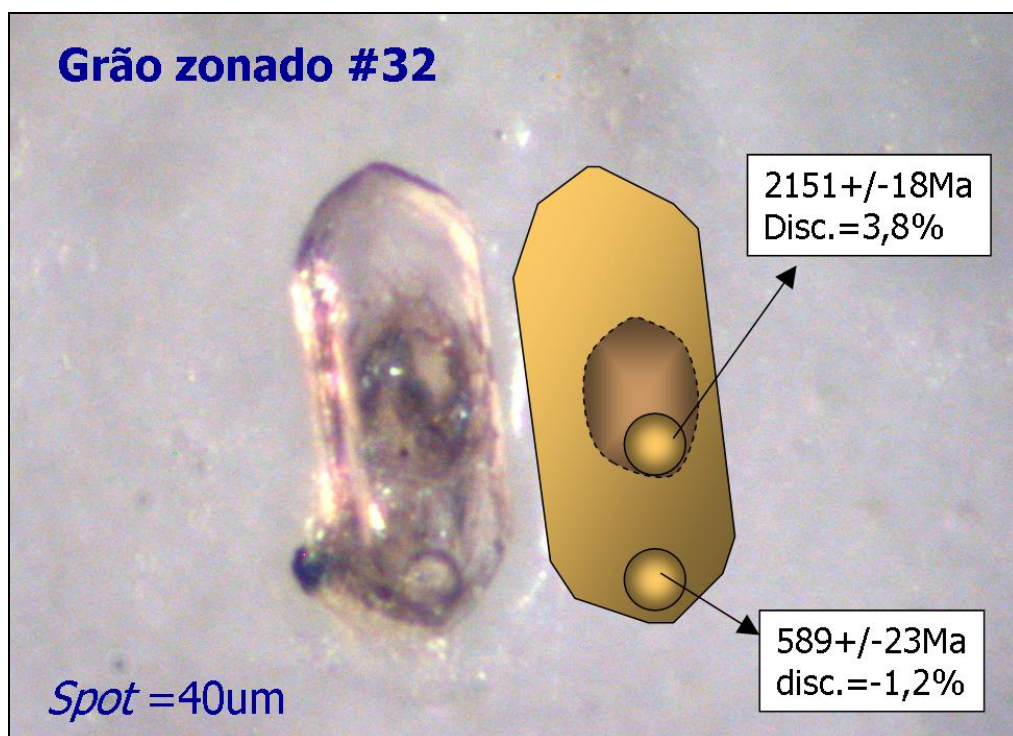


Figura 7.20 – Detalhe do zircão zonado #32 com idade paleoproterozóica no núcleo e neoproterozóica no bordo.

Tabela 7.4 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino

PS-PM-66

Zircão 40 µm

Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade(Ma)	2σ error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
1	72121	36061	0,0619	0,0008	0,8348	0,0212	0,0979	0,0023	0,85	671	±29	602	±14	10,3
2	423051	4148	0,1351	0,0016	6,7750	0,1654	0,3632	0,0086	0,89	2165	±20	1997	±47	7,8
3	335035	111678	0,1357	0,0014	6,8196	0,2077	0,3638	0,0111	0,94	2173	±18	2000	±61	8,0
4	294741	3349	0,1296	0,0014	5,8959	0,1389	0,3284	0,0076	0,89	2093	±20	1831	±42	12,5
5	637369	35409	0,1376	0,0015	7,2676	0,2163	0,3825	0,0113	0,94	2197	±18	2088	±62	4,9
6	152819	infinito	0,0607	0,0007	0,7908	0,0202	0,0944	0,0024	0,91	630	±24	581	±15	7,7
7	479316	1282	0,0931	0,0016	1,7055	0,0639	0,1328	0,0046	0,90	1489	±32	804	±28	46,0
8	1332232	infinito	0,0599	0,0006	0,8169	0,0181	0,0988	0,0022	0,89	599	±22	608	±13	-1,4
9	448198	infinito	0,0629	0,0007	0,8086	0,0195	0,0929	0,0022	0,90	705	±23	573	±14	18,7
10	2031767	46177	0,1355	0,0014	6,8892	0,1818	0,3680	0,0097	0,92	2170	±18	2020	±53	6,9
11	190789	infinito	0,0605	0,0007	0,8194	0,0188	0,0982	0,0022	0,89	622	±23	604	±14	2,9
12	1170266	infinito	0,0607	0,0007	0,8531	0,0183	0,1018	0,0021	0,85	629	±25	625	±13	0,7
13	idade mista													
14	1080724	infinito	0,1379	0,0014	7,4458	0,1574	0,3913	0,0082	0,88	2201	±18	2129	±45	3,3
15	746323	14082	0,0593	0,0013	0,7655	0,0269	0,0934	0,0028	0,79	580	±47	576	±17	0,7
16	3002928	infinito	0,0616	0,0010	0,7972	0,0204	0,0937	0,0021	0,78	659	±35	578	±13	12,3
17	1431727	infinito	0,0602	0,0006	0,7910	0,0209	0,0951	0,0025	0,92	612	±23	586	±15	4,3
18	3024329	infinito	0,1276	0,0013	5,5335	0,1524	0,3139	0,0086	0,93	2066	±18	1760	±48	14,8
19	1977201	1048	0,0593	0,0013	0,7994	0,0345	0,0974	0,0038	0,87	579	±46	599	±23	-3,4
20	968285	infinito	0,0611	0,0007	0,8117	0,0238	0,0964	0,0028	0,92	641	±24	593	±17	7,5
21	214721	infinito	0,0603	0,0006	0,8015	0,0184	0,0962	0,0022	0,90	615	±23	592	±13	3,8
22	1250247	2324	0,1308	0,0014	6,1138	0,2620	0,3363	0,0143	0,97	2109	±19	1869	±80	11,4
23	1293888	30807	0,0594	0,0008	0,8077	0,0222	0,0984	0,0026	0,88	583	±29	605	±16	-3,8
24	987910	infinito	0,1151	0,0012	3,7453	0,1060	0,2357	0,0067	0,93	1881	±18	1364	±39	27,5
25	1299085	infinito	0,0598	0,0006	0,7747	0,0260	0,0937	0,0031	0,95	595	±22	578	±19	2,9
26	399372	infinito	0,1282	0,0016	4,7600	0,1118	0,2692	0,0060	0,85	2074	±22	1537	±34	25,9
27	207514	infinito	0,1322	0,0022	6,0851	0,2829	0,3328	0,0148	0,93	2128	±29	1852	±83	13,0

Tabela 7.4 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Idade(Ma)	2 σ error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	2 σ erro	% discord.
28	176333	4408	0,1369	0,0017	6,8893	0,1588	0,3642	0,0079	0,84	2188	±22	2002	±43	8,5
29	645292	7967	0,1015	0,0021	2,2945	0,0828	0,1635	0,0051	0,82	1652	±38	976	±30	40,9
30	665685	41605	0,0595	0,0006	0,7884	0,0181	0,0961	0,0022	0,89	586	±24	592	±13	-1,1
31	241633	16109	0,1367	0,0015	6,8202	0,2085	0,3610	0,0109	0,94	2186	±19	1987	±60	9,1
32 núcleo	2475680	infinito	0,1340	0,0014	7,0124	0,2403	0,3786	0,0129	0,95	2151	±18	2070	±71	3,8
32 bordo	1115303	19229	0,0596	0,0006	0,7971	0,0206	0,0968	0,0025	0,91	589	±23	596	±15	-1,2
33	879155	9063	0,0639	0,0008	0,9230	0,0243	0,1042	0,0026	0,87	740	±28	639	±16	13,6
34	2250054	1310	0,0592	0,0006	0,8086	0,0208	0,1001	0,0026	0,92	574	±23	615	±16	-7,2
35	1382070	1275	0,0591	0,0006	0,7908	0,0225	0,0968	0,0027	0,93	571	±23	596	±17	-4,4
36	3352481	54072	0,0593	0,0006	0,8227	0,0192	0,1007	0,0023	0,91	580	±22	618	±14	-6,7
37	2640436	105617	0,0612	0,0007	0,8683	0,0213	0,1025	0,0024	0,88	648	±25	629	±15	2,9
38	5008404	147306	0,0596	0,0006	0,8209	0,0196	0,0997	0,0024	0,91	590	±22	613	±15	-3,8
39 núcleo	alto Pb comum													
39 bordo	2684423	2322	0,0633	0,0007	0,9101	0,0261	0,1049	0,0030	0,92	720	±24	643	±18	10,6
40 núcleo	321151	3149	0,1320	0,0015	5,8300	0,1441	0,3198	0,0077	0,89	2124	±20	1789	±43	15,8
40 bordo	1162715	48446	0,0597	0,0007	0,7567	0,0219	0,0924	0,0026	0,92	592	±25	569	±16	3,8
41	1204442	infinito	0,0629	0,0010	0,8375	0,0282	0,0962	0,0030	0,87	704	±35	592	±18	15,9
42	918238	3268	0,1339	0,0014	6,7443	0,1646	0,3647	0,0088	0,91	2150	±18	2005	±49	6,7
43	1037240	infinito	0,0614	0,0007	0,8364	0,0198	0,0987	0,0023	0,88	652	±25	607	±14	7,0

7.2.2 – Série de médio-K

7.2.2.1 - Grupo 2 – Amostra BP-I-40

Esta rocha é composta por um hornblenda biotita gnaiss porfiroblástico de foliação subvertical (Figura 7.21), apresentando dobras centimétricas D3 (Figura 7.22), foliação milonítica com porfiroclastos de feldspato potássico e pequenos enclaves lenticulares anfibolíticos, coletado em um talude de corte na estrada para Conservatória (RJ), próximo à fazenda da Prosperidade, na região de Barra do Pirai (RJ).



Figura 7.21 – Ponto BP-I-40 em Barra do Pirai (RJ).



Figura 7.22 - Afloramento BP-I-40 do Complexo Quirino: foliação subvertical (N54°E/83°SE) e dobras D3, com registros de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ relacionadas ao metamorfismo M2 de Heilbron & Machado (2003).

Montagem

A montagem da amostra BP-I-40 contém um total de 57 grãos de zircão separados por uma fração magnética de F.F.+5° (#46 a #55), e outra diamagnética não atraível ao F.F.-0,5° (os demais) em maior quantidade (Figura 7.23).

Foram analisados cinquenta e cinco grãos de diversas variedades: grãos prismáticos (facetados) de coloração castanha e aparência corroída, alguns passíveis de visualização de núcleo preservado e pequenas inclusões, apresentando cerca de 300 μm de comprimento na proporção 2,5x1 com a largura; grãos incolores medianamente fraturados, alongados (3x1) e de comprimento a 250 μm ; grãos menores (150 μm), incolores e límpidos de forma ovalada, quase que equidimensionais e outros de mesma característica, porém mais alongados (2,5x1).

A população diamagnética selecionada contém todas as variações acima descritas, porém com um predomínio dos tipos incolores ovalados e alongados. Dos paramagnéticos (dez grãos) a maioria se enquadra no tipo castanho de maior porte.

Também foram selecionadas algumas pontas de prismas no intuito de caracterizar a possibilidade de registro do metamorfismo.

Os resultados obtidos para os grãos #10 e #54 foram desconsiderados por apresentarem idades misturadas e de baixa qualidade. Nos grãos #43 e #44, com sobrecrescimento visível, pôde ser investigado tanto o núcleo quanto a borda de cada cristal.

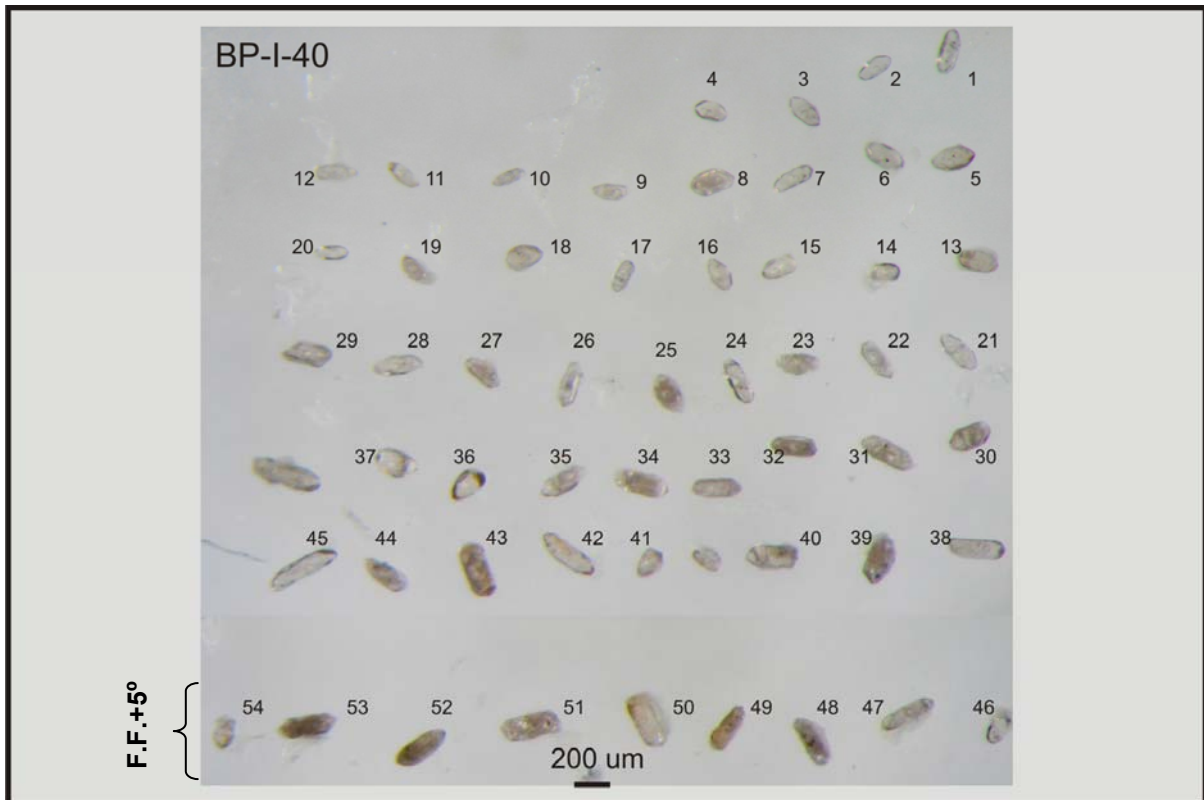


Figura 7.23 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-I-40.

Dados obtidos

Nos dados obtidos para amostra BP-I-40, foram identificados dois principais grupos de zircões que projetam linhas de discórdia distintas (uma apontando para idade Arqueana e outra para idade Paleoproterozóica) com o intercepto inferior convergindo para o mesmo evento metamórfico no Neoproterozóico (Figura 7.24).

O principal grupo de zircões revelaram idades de intercepto superior e inferior de 2155 ± 16 Ma (2σ) e 576 ± 23 Ma (2σ), respectivamente (Figura 7.24). A idade obtida pelo intercepto superior pode ser interpretada como idade de cristalização, e a idade obtida pelo intercepto inferior de metamorfismo da rocha. Esta população apresentou ampla variação de discordância (entre -13,7% e 45%) com *plots* praticamente ao longo de toda a discórdia.

Para o segundo grupo de zircões, considerado como de herança arqueana, foram calculadas duas idades de intercepto superior: uma “forçada” utilizando o mesmo intercepto inferior do grupo principal, com resultado de 3055 ± 11 Ma; e outra a partir de uma regressão “livre”, não forçada, apontando para 3037 ± 24 Ma. Neste último caso, a idade de metamorfismo é totalmente inconsistente em virtude do erro elevado (436 ± 220 Ma), ainda que esteja sobreposta ao intercepto inferior do primeiro grupo (mais confiável para o registro do evento metamórfico Neoproterozóico).

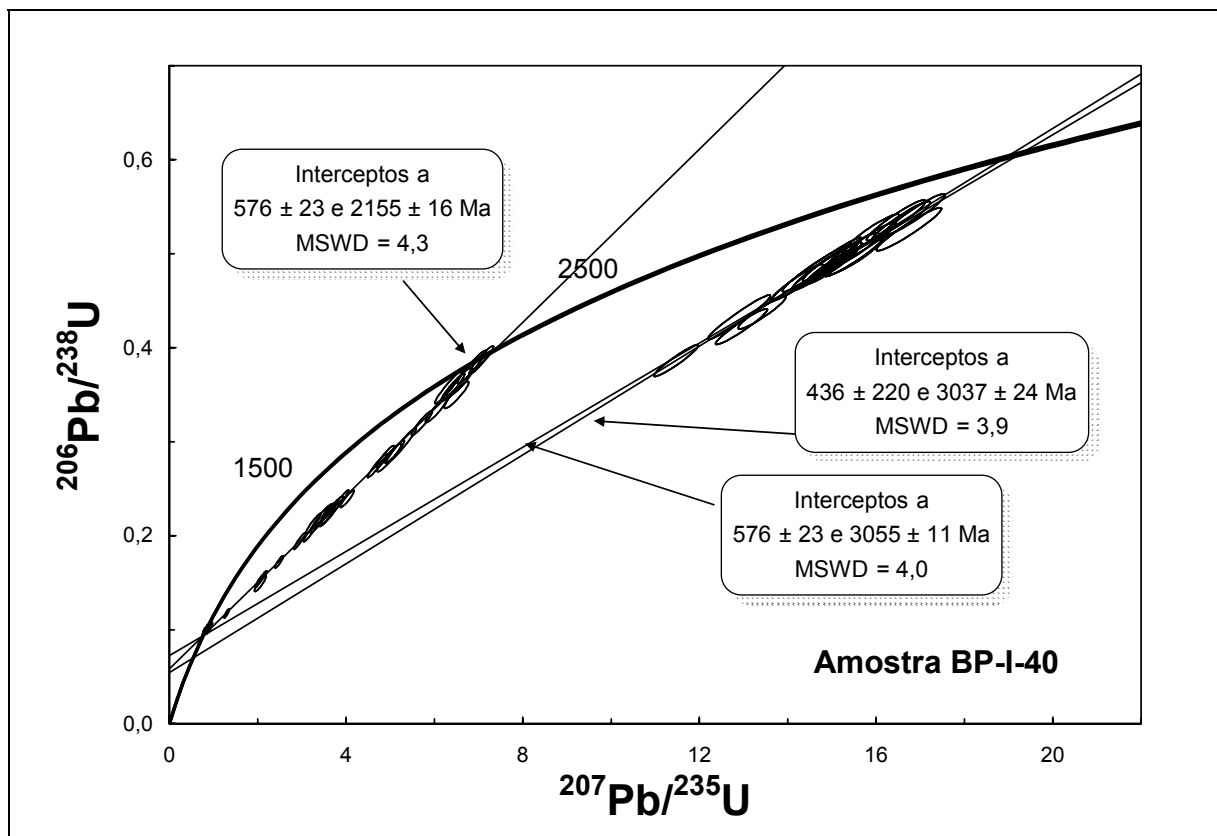


Figura 7.24 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BP-I-40.

Nota-se ainda que idades neoproterozóicas foram obtidas em sua maior parte a partir dos *spots* realizados nas extremidades dos grãos, incluindo ainda as três pontas de prismas (grãos #29, #36 e #37), e tendo no grão #53 uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2σ) concordante (0,2%) a 598 ± 23 Ma, confirmando assim o registro de eventos metamórficos relacionado à orogenia Brasileira.

A avaliação dos grãos zonados #43 e #44, com núcleo e sobrecrecimento, revelou idades paleoproterozóicas no núcleo (1921 ± 23 Ma e 2072 ± 21 Ma, discordância de 31,7% e 21,0%) e neoproterozóicas no bordo (518 ± 25 e 548 ± 23

Ma, discordância de -3,6% e -8,3%), indicando, assim, o sobrecrecimento do grão em função de um evento metamórfico mais recente (cerca de 520-550 Ma). Os bordos desses grãos zonados sempre resultam em idades influenciadas pela Orogênese Brasileira, mesmo que os núcleos das mesmas apresentem idades paleoproterozóicas com grandes discordâncias (Figura 7.25).

Pode-se constatar ainda, que esta rocha foi submetida a mais de um evento metamórfico, sendo caracterizado o intervalo já mencionado de 520-550Ma (bordas dos grãos #43 e #44); e um anterior entre 575-600 Ma, considerando a idade de intercepto inferior obtida e a idade concordante do bordo do grão #53. Os demais grãos neoproterozóicos apresentaram alto percentual de discordância.

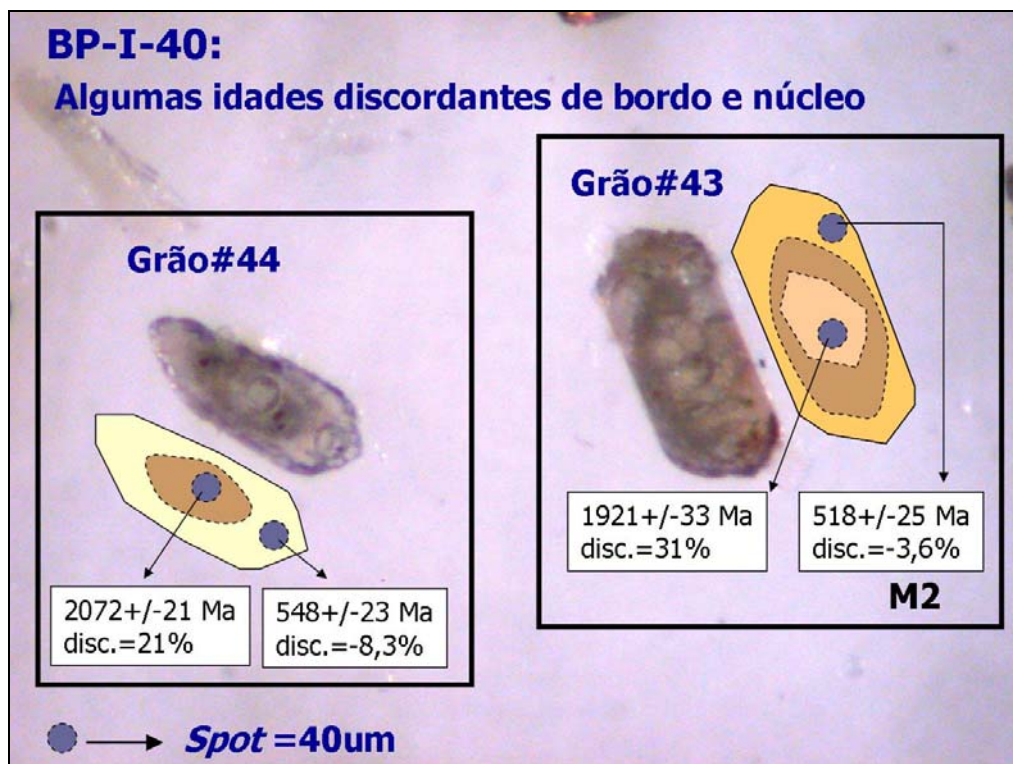


Figura 7.25 – Detalhe dos zircões zonados #43 e #44 apresentando idades discordantes paleoproterozóica e neoproterozóica nos seus respectivos núcleos e bordos.

Tabela 7.5 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino

BP-I-40														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discor d.
1	279236	1447	0,1313	0,0020	6,5745	0,2411	0,3633	0,0126	0,91	2116	±27	1998	±69	5,6
2	382389	1941	0,2208	0,0025	15,9145	0,4978	0,5224	0,0161	0,93	2986	±18	2709	±84	9,3
3	487401	2355	0,1110	0,0016	3,2575	0,1433	0,2127	0,0091	0,95	1817	±26	1243	±53	31,6
4	395653	1691	0,2206	0,0023	14,6142	0,6017	0,4837	0,0198	0,97	2985	±17	2543	±104	14,8
5	431517	2631	0,2261	0,0024	16,8793	0,5573	0,5419	0,0178	0,95	3025	±17	2791	±92	7,7
6	384482	2670	0,1297	0,0015	5,7161	0,1940	0,3198	0,0107	0,94	2094	±21	1789	±60	14,6
7	370502	2988	0,2251	0,0024	16,5616	0,5452	0,5344	0,0175	0,95	3018	±17	2760	±90	8,6
8	551239	2576	0,1101	0,0013	2,9510	0,1125	0,1944	0,0073	0,95	1801	±22	1145	±43	36,4
9	371752	2353	0,1248	0,0015	4,8878	0,1654	0,2843	0,0095	0,94	2026	±21	1613	±54	20,4
10	idade mista													
11	356018	14834	0,2226	0,0025	13,4186	0,4419	0,4373	0,0142	0,94	3000	±18	2339	±76	22,0
12	414990	1374	0,1281	0,0014	6,3189	0,2551	0,3579	0,0143	0,96	2073	±20	1972	±79	4,8
13	458597	1820	0,1301	0,0014	6,4165	0,2192	0,3578	0,0121	0,95	2100	±19	1972	±67	6,1
14	315444	1360	0,1309	0,0015	6,8436	0,2637	0,3793	0,0145	0,96	2110	±20	2073	±79	1,8
15	158531	1601	0,1331	0,0014	7,0613	0,2269	0,3868	0,0124	0,95	2140	±18	2108	±67	1,5
16	299425	1361	0,2236	0,0024	16,4534	0,5496	0,5355	0,0177	0,95	3007	±18	2765	±92	8,1
17	721775	3609	0,2236	0,0023	15,8353	0,4964	0,5137	0,0160	0,94	3007	±17	2672	±83	11,1
18	277357	1394	0,2198	0,0025	14,2381	0,4691	0,4699	0,0153	0,94	2979	±18	2483	±81	16,7
19	458801	1674	0,0975	0,0013	2,0341	0,0750	0,1515	0,0054	0,93	1577	±25	910	±33	42,3
20	603205	3031	0,2195	0,0027	14,6382	0,8546	0,4831	0,0280	0,98	2977	±20	2541	±147	14,7
21	462595	2003	0,2211	0,0023	14,8502	0,5866	0,4874	0,0192	0,96	2988	±17	2559	±101	14,4
22	583962	2619	0,1184	0,0012	3,8687	0,1539	0,2371	0,0094	0,96	1932	±19	1372	±54	29,0
23	510705	2085	0,1152	0,0017	3,5972	0,1266	0,2256	0,0076	0,91	1884	±26	1312	±44	30,4
24	457768	1491	0,2165	0,0025	12,8977	0,5784	0,4325	0,0192	0,97	2955	±19	2317	±103	21,6
25	513219	2645	0,1003	0,0023	2,0578	0,1073	0,1493	0,0071	0,89	1629	±43	897	±43	45,0
26	584106	2035	0,1244	0,0013	4,7079	0,1814	0,2746	0,0105	0,96	2020	±19	1564	±60	22,5
27	671343	1155	0,0983	0,0011	2,1179	0,0691	0,1565	0,0051	0,94	1592	±21	937	±30	41,1
28	370250	1789	0,2212	0,0024	14,9266	0,4809	0,4893	0,0156	0,94	2989	±18	2568	±82	14,1
29	813488	2825	0,0572	0,0009	0,6838	0,0303	0,0868	0,0037	0,94	497	±33	537	±23	-7,9
30	419715	12719	0,2264	0,0027	15,5237	0,4893	0,4971	0,0154	0,93	3027	±19	2601	±80	14,0

Tabela 7.5 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	2 σ erro	% discor d.
31	306091	3924	0,2156	0,0024	11,4732	0,4112	0,3862	0,0137	0,95	2948	±18	2105	±75	28,6
32	511177	2676	0,1139	0,0022	3,4299	0,2024	0,2183	0,0124	0,94	1862	±35	1273	±72	31,6
33	613939	3569	0,1224	0,0014	4,0266	0,1272	0,2392	0,0074	0,93	1991	±21	1383	±43	30,6
34	319718	1623	0,0803	0,0013	1,2972	0,0476	0,1173	0,0040	0,90	1205	±32	715	±25	40,7
35	479839	3157	0,1274	0,0020	4,9787	0,2240	0,2831	0,0123	0,94	2062	±27	1607	±70	22,1
36	17594	1100	0,0580	0,0011	0,7866	0,0295	0,0982	0,0034	0,88	531	±40	604	±21	-13,7
37	39609	7922	0,0627	0,0021	0,8598	0,0389	0,0990	0,0031	0,66	698	±72	608	±19	12,9
38	599069	3463	0,1179	0,0014	3,5852	0,1261	0,2208	0,0077	0,95	1925	±21	1286	±45	33,2
39	455433	2099	0,2215	0,0024	12,9531	0,4791	0,4224	0,0155	0,96	2992	±18	2271	±83	24,1
40	333091	2467	0,1315	0,0017	6,0378	0,1963	0,3334	0,0105	0,92	2118	±22	1855	±59	12,4
41	243095	1300	0,2233	0,0028	15,4624	0,4974	0,5029	0,0158	0,92	3005	±20	2626	±82	12,6
42	289457	4195	0,2264	0,0024	15,5097	0,5514	0,4974	0,0176	0,96	3027	±17	2603	±92	14,0
43 núcleo	444155	1081	0,1176	0,0021	3,6630	0,2206	0,2258	0,0132	0,95	1921	±33	1313	±76	31,7
43 bordo	1347577	1353	0,0577	0,0006	0,6922	0,0235	0,0869	0,0029	0,95	518	±25	537	±18	-3,6
44 núcleo	423575	2172	0,1281	0,0015	5,1011	0,1791	0,2892	0,0100	0,94	2072	±21	1638	±57	21,0
44 bordo	1667429	4581	0,0585	0,0006	0,7783	0,0285	0,0965	0,0035	0,96	548	±23	594	±22	-8,3
45	301663	2623	0,2220	0,0027	14,8775	0,6516	0,4865	0,0211	0,96	2995	±19	2555	±111	14,7
46	355024	3087	0,1349	0,0019	6,5001	0,2270	0,3498	0,0117	0,92	2163	±24	1934	±65	10,6
47	241358	2595	0,1277	0,0017	5,2452	0,2804	0,2956	0,0156	0,97	2066	±24	1669	±88	19,2
48	522378	869	0,0647	0,0013	0,9255	0,0389	0,1029	0,0040	0,89	766	±41	632	±24	17,5
49	2004409	infinito	0,0596	0,0006	0,8337	0,0256	0,1015	0,0031	0,95	589	±22	623	±19	-5,7
50	216313	2606	0,2310	0,0025	16,7455	0,6011	0,5260	0,0188	0,95	3059	±17	2725	±97	10,9
51	499265	2322	0,1139	0,0014	3,1965	0,1334	0,2036	0,0084	0,96	1862	±22	1195	±49	35,8
52	734916	3418	0,1050	0,0014	2,4840	0,0801	0,1722	0,0053	0,91	1715	±25	1024	±32	40,3
53	1054642	52732	0,0598	0,0006	0,7995	0,0281	0,0970	0,0034	0,95	598	±23	597	±21	0,2
54	idade mista													
55	585772	infinito	0,2236	0,0023	14,9876	0,4839	0,4866	0,0157	0,95	3006	±16	2556	±82	15,0

7.2.2.2- Grupo 2 – Amostra LE-CM-12

Amostra de hornblenda-biotita gnaiss situada na porção NE do Terreno Paraíba do Sul, praticamente no seu “eixo central”, eqüidistante dos dois limites de empurrão relacionados aos terrenos tectônicos vizinhos. Coletada em um talude de corte na margem da rodovia BR-116, 18km a norte de Além Paraíba (MG). O afloramento apresenta uma matriz leucocrática com aglomerados de anfibólio e os típicos enclaves lenticulares decimétricos de anfibolito. Um enclave gnáissico de aproximadamente 4 metros também foi caracterizado no ponto (Figura 7.26).



Figura 7.26 – Ponto LE-CM-12 na rodovia BR-116 em Além Paraíba (MG).

Montagem

A montagem da amostra LE-CM-12 contém um total de cinquenta grãos de zircão separados pelas frações magnéticas F.F.5° (#39 e #40), F.F.3° (#29 a #38) e não atraíveis ao F.F.-0,5° (os demais) em maior quantidade (Figura 7.27).

Destes, foram excluídas as análises dos grãos #3 (de cor castanha) e #7 que produziram sinais de íons anormalmente alto, e o grão # 16 submerso na resina epóxi. Os grãos #34, #37 e #39 foram datados tanto a borda quanto o núcleo individualizado, resultando assim num total geral de cinquenta idades aproveitadas.

Os zircões selecionados são em sua maioria grãos incolores e pouco fraturados com raros indivíduos castanhos. Destes, a fração diamagnética é

constituída de uma população alongada de bordas arredondadas (de 2,5 a 3x1) com cerca de 200 µm a 400 µm e outra equidimensional a ovalada de cerca de 200 µm. Os paramagnéticos, também incolores, geralmente são menores (150 a 200 µm) e menos alongados (2 a 2,5x1).

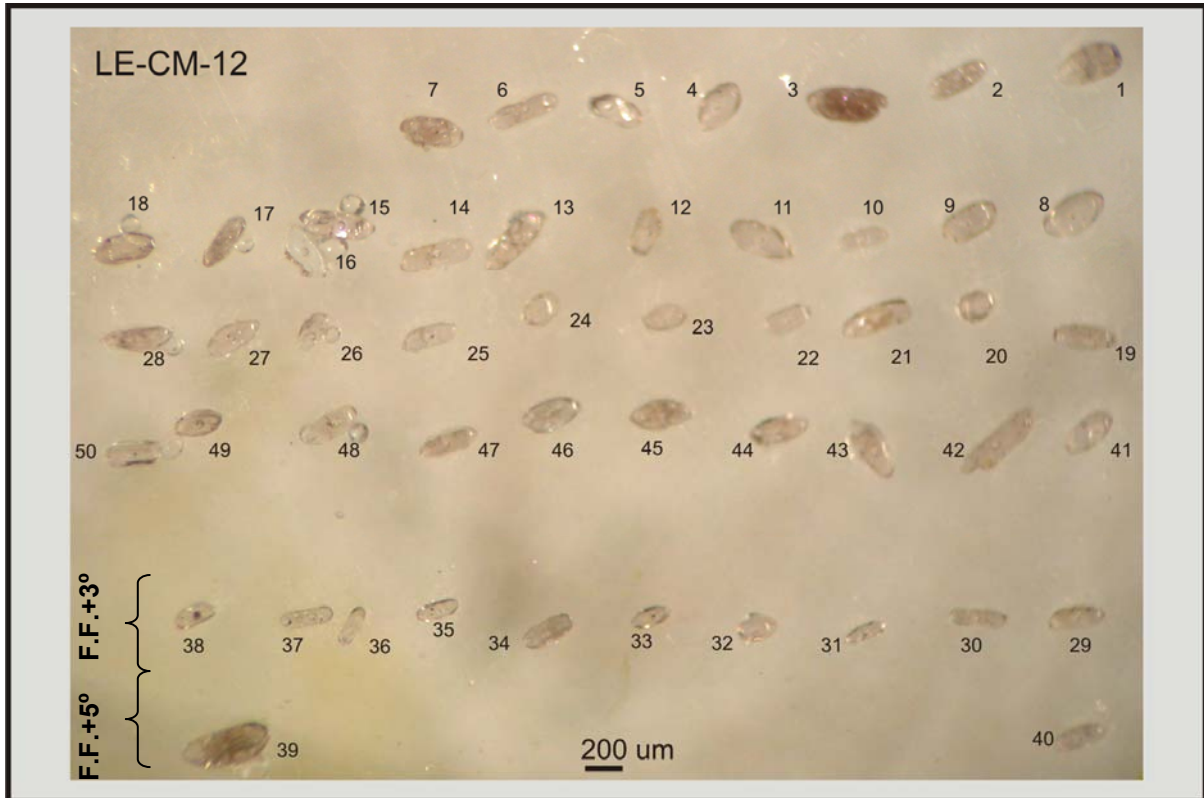


Figura 7.27 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra LE-CM-12.

Dados obtidos

Com base nas idades obtidas, foi preparado um diagrama de concórdia contendo todas as análises, definindo uma discórdia com interceptos de 2136 ± 14 Ma (2σ) relacionado à cristalização da rocha, e 592 ± 20 Ma (2σ) interpretada como relacionada a evento metamórfico, destacando ainda, uma idade paleoproterozóica concordante de 2137 ± 13 Ma (2σ) muito próxima ao valor do intercepto superior, obtida a partir dos grãos #17 e #19 com discordâncias a -0,8% e 0,1%, respectivamente (Figura 7.28 e 7.30).

A Figura 7.29 apresenta os diversos *plots* que caracterizaram no intercepto inferior as influências térmicas do evento Brasileiro, e em destaque, uma idade concordante de $619,2 \pm 9,9$ Ma (2σ) a partir dos zircões #9 (Figura 7.30), #13 e #26 com discordâncias a -0,1%, 15,5% e 9,2%, respectivamente.

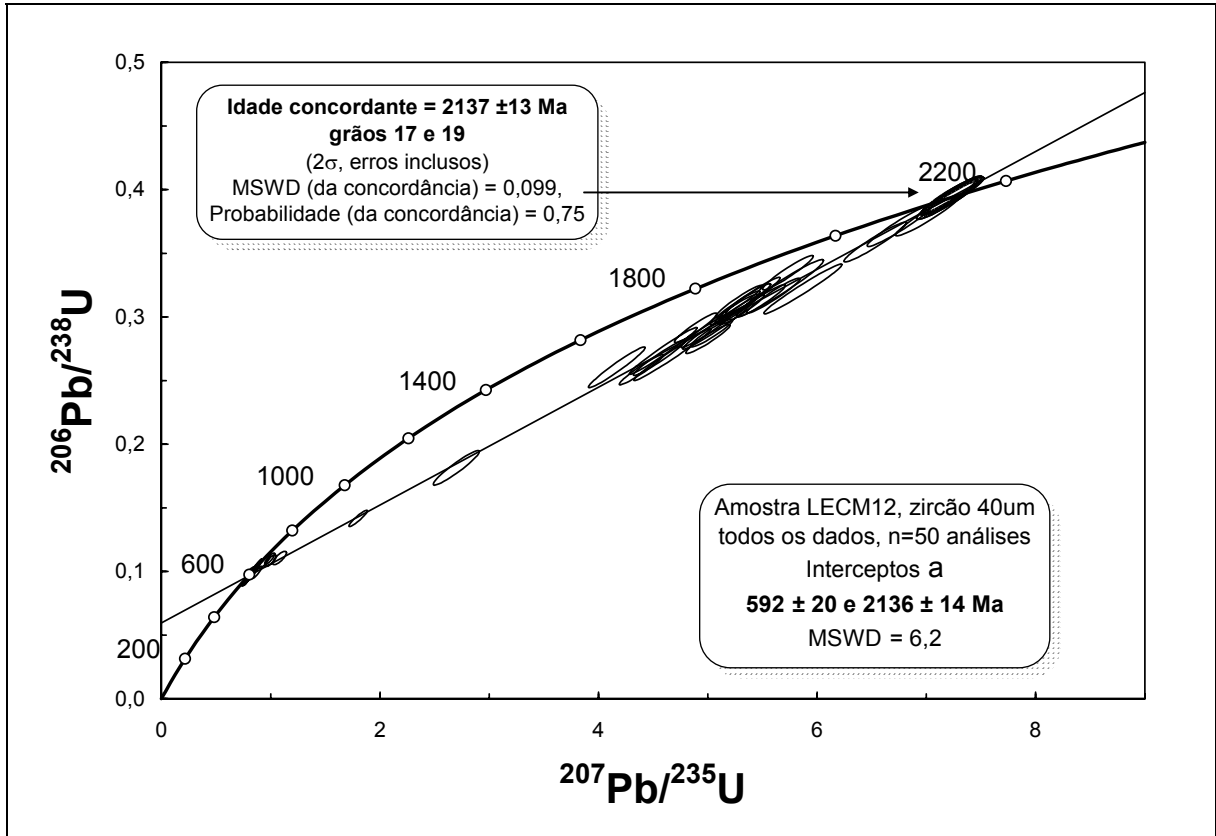


Figura 7.28 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra LE-CM-12.

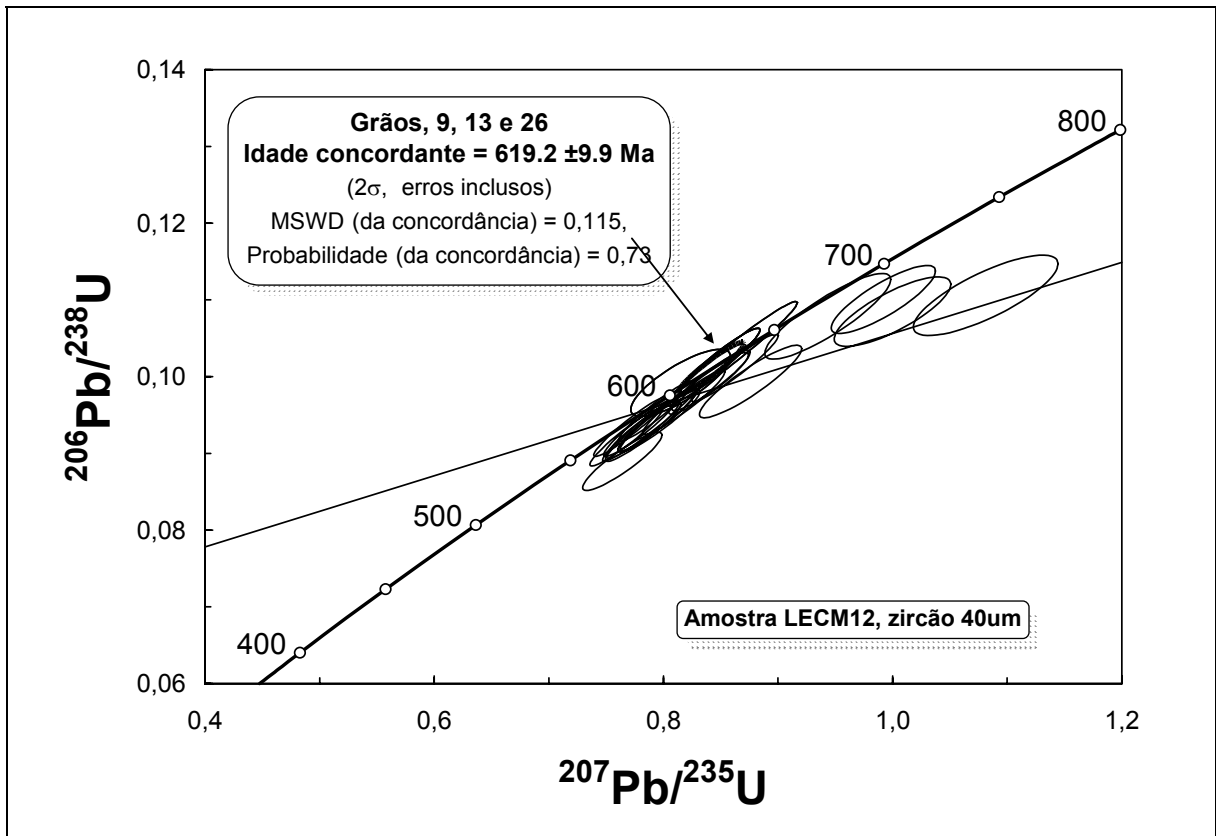


Figura 7.29 – Detalhe do intercepto inferior do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra LE-CM-12.

As análises dos grãos zonados #34, #37 e #39, revelaram idades mais recentes nas bordas destes zircões (655 ± 25 Ma, 1461 ± 27 Ma, e 1979 ± 19 Ma) com grandes discordâncias (entre 9,2% e 41,5%), se comparadas aos seus respectivos núcleos (2051 ± 26 Ma, 2025 ± 19 Ma, e 2010 ± 18 Ma) com discordâncias entre 11,8% e 23,8%, indicando sobrecrecimento mineral ou uma possível abertura do sistema isotópico nas bordas do grão, com perdas de chumbo radiogênico, relacionada aos eventos metamórfico atuantes no Neoproterozóico.

Muitas das idades relacionadas a este evento metamórfico Brasileiro são oriundas de *spots* produzidos em bordas e extremidades dos grãos analisados ou em grãos diminutos (~ 150 μm , geralmente equidimensionais ou ovalados), mais susceptíveis de serem influenciados pela abertura do sistema cristalino. Entretanto, especificamente nesta amostra, alguns grãos com *spots* localizados no centro, também forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ neoproterozóicas com variado percentual de discordância.

Dentre as idades neoproterozóicas com percentual de discordância inferior a 5%, pode-se caracterizar dois eventos metamórficos distintos relacionados à Orogênese Brasileira atuante nesta rocha: 1) um mais recente (cerca 590-605 Ma) registrado nos grãos #5, # 25 e intercepto inferior; e 2) um evento anterior, com uma idade concordante de $619,2 \pm 9,9$ Ma (Figura 7.29) e valores obtidos entre 615 e 635 Ma, registrado nos grãos #9, #11 e #22.

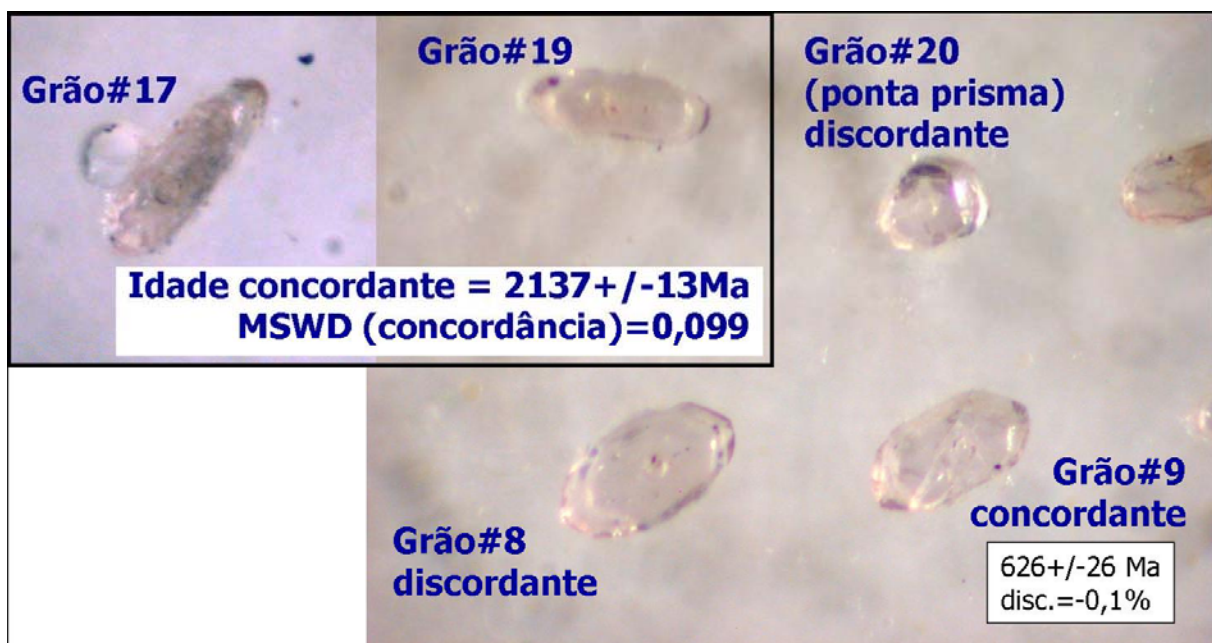


Figura 7.30 – Detalhe dos diversos grãos inerentes à amostra LE-CM-12. Idades concordantes paleoproterozóica (grãos #17 e #19) e neoproterozóica (grão #9).

Tabela 7.6 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de ortognaisse do Complexo Quirino

LE-CM-12														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ error	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discor d.
1	123895	infinito	0,0616	0,0007	0,8625	0,0310	0,1012	0,0036	0,95	661	±24	621	±22	6,0
2	1023590	5304	0,1160	0,0015	4,1671	0,2119	0,2604	0,0131	0,97	1895	±23	1492	±75	21,3
3	Alto sinal de íon													
4	9512	infinito	0,0656	0,0014	0,9919	0,0372	0,1101	0,0036	0,84	794	±43	673	±22	15,3
5	104991	10499	0,0600	0,0016	0,8150	0,0355	0,0992	0,0036	0,79	604	±58	610	±22	-0,9
6	146795	infinito	0,0611	0,0008	0,7971	0,0286	0,0943	0,0033	0,94	644	±27	581	±20	9,8
7	Alto sinal de íon													
8	6586	infinito	0,0675	0,0017	0,9999	0,0416	0,1085	0,0037	0,79	853	±54	664	±23	22,2
9	214266	infinito	0,0606	0,0007	0,8497	0,0284	0,1022	0,0034	0,95	626	±23	627	±21	-0,1
10	146926	infinito	0,0607	0,0007	0,7819	0,0260	0,0931	0,0030	0,94	628	±26	574	±19	8,6
11	271553	infinito	0,0603	0,0006	0,7938	0,0268	0,0955	0,0032	0,95	616	±23	588	±20	4,5
12	5343	infinito	0,0709	0,0021	1,0812	0,0516	0,1106	0,0043	0,78	954	±61	676	±26	29,1
13	1204958	24099	0,1255	0,0013	5,3079	0,1699	0,3059	0,0097	0,94	2036	±19	1721	±55	15,5
14	619907	infinito	0,1246	0,0013	4,9809	0,1866	0,2891	0,0108	0,96	2023	±18	1637	±61	19,1
15	183887	infinito	0,0621	0,0010	0,7642	0,0283	0,0890	0,0031	0,90	676	±34	549	±19	18,8
16	Grão não exposto													
17	1021084	infinito	0,1324	0,0013	7,2284	0,2303	0,3953	0,0126	0,95	2130	±18	2148	±68	-0,8
18	76292	infinito	0,0611	0,0008	0,8394	0,0285	0,0991	0,0033	0,93	644	±27	609	±20	5,4
19	306046	infinito	0,1332	0,0014	7,2177	0,2517	0,3933	0,0136	0,95	2141	±19	2138	±74	0,1
20	141447	infinito	0,0608	0,0007	0,7824	0,0270	0,0928	0,0032	0,94	634	±25	572	±19	9,7
21	629750	infinito	0,1258	0,0013	5,0779	0,2526	0,2923	0,0145	0,98	2040	±18	1653	±82	19,0
22	94342	infinito	0,0609	0,0007	0,8598	0,0467	0,1030	0,0056	0,98	635	±25	632	±34	0,5
23	667384	infinito	0,1330	0,0014	7,0102	0,2394	0,3795	0,0129	0,95	2137	±18	2074	±71	3,0
24	8682	infinito	0,0642	0,0015	0,9434	0,0449	0,1078	0,0046	0,86	750	±51	660	±28	11,9
25	470600	infinito	0,0599	0,0006	0,7717	0,0265	0,0935	0,0032	0,95	599	±23	576	±20	3,8
26	113633	infinito	0,0610	0,0007	0,7946	0,0280	0,0943	0,0033	0,95	639	±24	581	±20	9,2
27	143102	infinito	0,0608	0,0007	0,7875	0,0332	0,0938	0,0039	0,97	631	±23	578	±24	8,4
28	1556509	37964	0,1306	0,0013	6,5313	0,2336	0,3588	0,0128	0,96	2106	±18	1977	±71	6,2
29	589835	infinito	0,1234	0,0013	4,3926	0,1663	0,2586	0,0098	0,96	2005	±18	1483	±56	26,1
30	1881052	infinito	0,1236	0,0013	5,3379	0,1944	0,3122	0,0114	0,96	2009	±18	1752	±64	12,8
31	1245017	infinito	0,1225	0,0012	5,2847	0,1763	0,3122	0,0104	0,95	1993	±18	1751	±58	12,1

Tabela 7.6 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ error	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	2 σ erro	% discor d.
32	22901	infinito	0,0612	0,0008	0,8414	0,0280	0,0995	0,0032	0,92	646	±27	612	±20	5,3
33	1169659	infinito	0,1315	0,0013	6,7553	0,2417	0,3716	0,0133	0,96	2118	±18	2037	±73	3,8
34 núcleo	836486	infinito	0,1266	0,0018	5,6614	0,3256	0,3227	0,0183	0,97	2051	±26	1803	±102	12,1
34 bordo	190583	infinito	0,0615	0,0007	0,8177	0,0294	0,0966	0,0034	0,95	655	±25	595	±21	9,2
35	370151	infinito	0,1319	0,0014	5,8704	0,2920	0,3219	0,0160	0,98	2123	±18	1799	±89	15,3
36	365479	infinito	0,1231	0,0013	4,5580	0,1947	0,2679	0,0114	0,97	2002	±19	1530	±65	23,6
37 núcleo	2382047	51784	0,1247	0,0013	4,6756	0,2885	0,2703	0,0166	0,98	2025	±19	1542	±95	23,8
37 bordo	614463	infinito	0,0917	0,0013	1,7998	0,0691	0,1416	0,0053	0,93	1461	±27	854	±32	41,5
38	1160479	infinito	0,1236	0,0012	5,2499	0,1850	0,3071	0,0108	0,96	2009	±18	1726	±61	14,1
39 núcleo	4107424	infinito	0,1237	0,0013	5,4131	0,2036	0,3165	0,0119	0,96	2010	±18	1773	±67	11,8
39 bordo	774222	infinito	0,1215	0,0013	4,5923	0,2534	0,2733	0,0150	0,98	1979	±19	1558	±86	21,3
40	1230885	infinito	0,1274	0,0013	5,4868	0,1825	0,3126	0,0104	0,95	2063	±18	1753	±58	15,0
41	305936	infinito	0,0605	0,0006	0,7674	0,0258	0,0921	0,0031	0,95	620	±23	568	±19	8,4
42	614628	infinito	0,1270	0,0014	5,0360	0,1572	0,2873	0,0089	0,94	2057	±19	1628	±50	20,8
43	244476	infinito	0,1074	0,0022	2,6988	0,1722	0,1814	0,0111	0,95	1756	±38	1074	±66	38,8
44	1156183	infinito	0,1214	0,0012	4,8892	0,1596	0,2914	0,0095	0,95	1977	±18	1649	±54	16,6
45	3516625	infinito	0,1239	0,0012	5,7331	0,1892	0,3347	0,0110	0,95	2014	±18	1861	±61	7,6
46	35533	infinito	0,0640	0,0011	0,8760	0,0365	0,0994	0,0039	0,90	741	±38	611	±24	17,6
47	1590207	infinito	0,1245	0,0014	5,2652	0,1620	0,3063	0,0093	0,93	2022	±20	1722	±52	14,8
48	469182	infinito	0,1279	0,0013	5,5999	0,1987	0,3168	0,0112	0,96	2070	±18	1774	±63	14,3
49	296886	infinito	0,1281	0,0013	5,0009	0,1655	0,2826	0,0093	0,95	2072	±19	1605	±53	22,5
50	173695	infinito	0,0606	0,0007	0,7795	0,0258	0,0934	0,0031	0,94	624	±24	575	±19	7,8

7.2.3 – Discussão dos resultados: geocronologia do Complexo Quirino

7.2.3.1 – Idades de cristalização e de herança

As análises geocronológicas U-Pb (LA-ICPMS) em zircões, aqui obtidas para as amostras do Complexo Quirino, distribuídas ao longo de todo o Terreno Paraíba do Sul, foram complementadas com as idades U-Pb (ID-TIMS) de Valladares (1996). Os diversos diagramas de concórdia elaborados para cada uma das amostras investigadas apontaram, em seus respectivos interceptos superiores, idades paleoproterozóicas entre $2308 \pm 9,2$ e 2136 ± 14 Ma, interpretadas como idades de cristalização da rocha, com precisão entre 0,8% e 1,5%, inclusive com grãos concordantes (amostra LE-CM-12, grãos #17 e #19).

Especificamente, pelo método LA-ICPMS, visto que muitos destes zircões eram zonados e apresentavam núcleos individualizados, a maioria dessas idades paleoproterozóicas foi identificada a partir de feixes de *laser* direcionados para o centro grão, no intuito de caracterizar o período de cristalização da rocha.

Assim, o conjunto dessas idades registra uma variação entre 2185 ± 8 Ma e $2308 \pm 9,2$ Ma para a série alto-K e 2136 ± 14 Ma e 2169 ± 3 Ma para a série médio-K, sendo que as rochas mais fracionadas de cada série, segundo a razão $(La/Yb)_N$, são as mais jovens. Nota-se, no entanto, que as idades de cristalização obtidas para as rochas pertencentes à série calcioalcalina alto-K são mais antigas se comparadas com as da série de médio-K, não representando desta forma, uma possível origem relacionada ao estágios iniciais e finais de magmas juvenis durante o desenvolvimento de um arco magmático (a série de médio-K deveria ser mais antiga para esta interpretação).

Observa-se ainda que as idades de cristalização (intercepto superior) obtidas entre os grupos propostos pela geoquímica para a série de alto-K, passíveis de comporem suítes (p. ex.: grupos 2 e 3); podem se sobrepor se consideradas as variações das incertezas (entre ± 9 e ± 11 Ma para o método LA-ICPMS), indicando: 1) que representem uma única suíte; 2) que representem suítes diversas geradas por fusão parcial de fontes distintas num mesmo período; ou 3) suítes cogenéticas geradas por diferentes quantidades de fusão parcial a partir de uma mesma fonte.

O fato de apresentarem similaridades, como composição granodiorítica em sua maioria, moderado fracionamento $(La/Yb)_N$, e ainda variações de razões desses elementos muito próximas entre os dois grupos (principalmente se desconsiderada a

amostra BP-IV-80, quartzo monzodiorito), reforça a idéia de que os grupos 2 e 3 representem uma única suíte.

A diferença de idade entre os grupos (2,3) e o grupo 4 é de cerca de 100 Ma. Este intervalo de tempo favorece a interpretação de que o grupo 4 represente uma suíte distinta, havendo ainda a possibilidade remota de que a mesma fonte tenha fundido 100 Ma depois. O mesmo se aplica entre os grupos 4 e 5, com diferença de idade de 100 Ma. Os grupos 2 e 3 quando comparado ao grupo 5 apresenta a mesma idade de cristalização, se considerarmos as variações das incertezas. No entanto, as diferenças químicas apontadas para estes grupos favorecem a possibilidade de geração a partir de fontes diversas no mesmo período, levando a interpretação de que provavelmente o grupo 5 represente uma suíte distinta. Entre os grupos 5 e 8 e (2,3) e 8 a mesma interpretação de aplica.

No caso da série de médio-K, observa-se uma diminuição das idades de cristalização conforme o aumento do fracionamento da razão $(La/Yb)_N$. As idades entre os grupos 1 e 2, e 2 e 3 também se sobrepõem se consideradas as incertezas (Tabela 7.7), o que não ocorre entre os grupos 1 e 3. Entretanto, considera-se para esta série, até mesmo que todas as amostras representem uma única suíte cogenética que tenha evoluído por um processo de assimilação concomitante à cristalização fracionada (AFC), de acordo com o caso 3 explicitado no sub-item 6.6. Os dados de Sm-Nd arqueanos obtidos por Valladares *et al* (2002), e explicitados mais a frente, corroboram com a hipótese de contaminação ocasionando variação $(La/Yb)_N$ acima de 1,5 vezes, se integrado os três grupos.

Assim, os dados geocronológicos obtidos, juntamente com as avaliações geoquímicas, sugerem a existência de quatro ou cinco suítes para a série de alto-K, enquanto que a série de médio-K estaria representada por uma única suíte.

Tabela 7.7 – Relação dos grupos do Complexo Quirino com base em dados litogeoquímicos e suas respectivas idades de cristalização U/Pb.					
SÉRIE ALTO K – COMPLEXO QUIRINO					
	Amostra	SiO₂	(La/Yb)_N	K₂O	Idade U/Pb (cristalização)
Grupo 1	não datado				
Grupo 2	BP-IV-53A	64,42	14,36	2,92	2216 ± 10 Ma
Grupo 3	EC-II-2002-6	59,36	14,56	2,89	2197 ± 11 Ma
Grupo 4	TR-MM-71A	67,72	20,13	3,61	2308 ± 9,2Ma
Grupo 5	PS-PM-66	67,70	31,21	4,00	2204 ± 11 Ma
Grupo 6	não datado				
Grupo 7	não datado				
Grupo 8	VR-150B	66,24	101,82	5,4	2185 ± 8 Ma*

SÉRIE MÉDIO K – COMPLEXO QUIRINO					
	Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O	Idade U/Pb
Grupo 1	VAS-786B	59,92	10,56	2,21	2169 ± 3 Ma*
Grupo 2	BP-I-40	63,01	14,63	1,18	2155 ± 16 Ma
Grupo 3	LE-CM-12B	66,82	23,76	1,48	2136 ± 14 Ma

* Idades obtidas por ID-TIMS (Valladares, 1996)

A série de médio-K apresenta uma maior concentração de grãos arqueanos herdados: das cinco amostras alto-K estudadas, apenas a BP-IV-53 e a TR-MM-71A apresentaram zircão herdado (um para cada), com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mínimas de 2946 ± 18 Ma (grão #4) e 3388 ± 16 Ma (grão #33), respectivamente, enquanto que das três amostras médio-K, duas (BP-I-40 e VAS-786B) apresentaram uma grande população de grãos arqueanos: amostra BP-I-40, com vinte grãos arqueanos (dos cinquenta e cinco totais), projetando para o intercepto superior 3055 ± 11 Ma; e a amostra VAS-786-B, com duas idades arqueanas (2981 Ma e 2846 Ma) dos cinco grãos analisados por ID-TIMS.

Segundo Valladares *et al.* (2002), a série de alto-K (representada pela amostra VR-150B) apresenta idade modelo T_{DM} de 2,2 Ga com $\epsilon_{\text{Nd}}(2,1) = -0,16$, representando um arco magmático de fonte juvenil paleoproterozóico. A série de médio-K (representado pela amostra VAS-786B) apresenta idade modelo T_{DM} de 3,2 Ga, com $\epsilon_{\text{Nd}}(2,1) = -9,08$, consistente com o alto valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a cristalização desta amostra (0,71533), interpretada como gerada por retrabalhamento de crosta arqueana pré-existente. A idade T_{DM} arqueana para a série de médio-K é coerente com a grande concentração de zircões arqueanos herdados. Entretanto, Lacerda *et al.* (2007) encontraram para a suíte Campinho (que consideraram similar ao Complexo Quirino) uma idade modelo T_{DM} arqueana (3,22 Ga) em granitóide alto-K de idade paleoproterozóica (2224 ± 31 Ma) com herança arqueana.

7.2.3.2 – Eventos metamórficos

A avaliação dos resultados geocronológicos para o Complexo Quirino indicou que estas rochas, cristalizadas no Paleoproterozóico, foram quase que totalmente remobilizadas durante a Orogenia Brasileira. No entanto, a amostra BP-IV-53, de características isotrópicas e aspecto menos deformado, foi menos influenciada, apresentando apenas um grão de idade neoproterozóica (grão #1, 649 ± 40 Ma).

Esta remobilização neoproterozóica está registrada nas idades U-Pb (LA-ICPMS em zircões) de intercepto inferior (entre 576 ± 23 Ma e 616 ± 34 Ma) de

todas as amostras estudadas, e principalmente em *spots* direcionados para as bordas de cristais (zonados ou não) e pontas de prismas, inclusive com ocorrência de grãos concordantes. A alta resolução espacial do *laser* permitiu analisar os sobrecrecimentos e setores susceptíveis às perdas de chumbo, consequência de um possível evento metamórfico.

Assim como nas idades de cristalização, as idades de metamorfismo obtidas nos respectivos diagramas de concórdia mostram-se mais antigas para as amostras da série alto-K (entre 595 ± 12 Ma e 616 ± 34 Ma) se comparadas com as da série médio-K (entre 571 ± 3 Ma e 592 ± 20 Ma). Apesar da reduzida quantidade de amostras pertencentes à série médio-K, a disposição espacial destes pontos, ao longo do limite noroeste do Terreno Paraíba do Sul, próximo ao contato do empurrão entre o Terreno Paraíba do Sul e o Terreno Ocidental, proporciona uma possível correlação entre o intervalo obtido (entre 571 ± 3 Ma e 592 ± 20 Ma) e o período de acreção destes terrenos tectono-estratigráficos por sobre o Cráton de São Francisco.

Com base nas idades de intercepto inferior e no conjunto de idades neoproterozóicas individuais menos discordantes, obtidas nos diversos grãos de zircão analisados, foram caracterizados três intervalos, possivelmente relacionados a eventos metamórficos distintos (atribuídos à Orogênese Brasileira) registrados nos ortognaisses do Complexo Quirino:

1) Entre 645-605 Ma – registrado em todas as amostras estudadas, com exceção das amostras VAS-786B e BP-I-40. Nele insere-se as idades concordantes de 645 ± 13 Ma (amostra EC-II-2002-6, grãos #3 e #33, MSWD = 0,84); $617,8 \pm 19$ Ma (amostra PS-PM-66, grãos #11 e #12, MSWD = 1,14); e $619,2 \pm 9,9$ Ma (amostra LE-CM-12, grãos #9, #13, e #26, MSWD = 0,115); bem como os interceptos inferiores das amostras BP-IV-53A (609 ± 35 Ma), EC-II-2002-6 (616 ± 34 Ma), TR-MM-71A (606 ± 22 Ma) e VR-150B (605 ± 3 Ma).

2) Entre 605-570 Ma – registrado em todos os interceptos inferiores da série médio-K (amostra VAS-786B, 571 ± 3 Ma; BP-I-40, 576 ± 23 Ma; e LE-CM-12B, 592 ± 20 Ma), e em um intercepto inferior da série alto-K da (amostra PS-PM-66, 595 ± 12 Ma); bem como em diversas bordas de grãos (zonados ou não) e pontas de prismas dos zircões selecionados (com exceção das amostras BP-IV-53A, TR-MM71A, e VAS-786B).

3) Entre 540-520 Ma – registrado apenas na amostra BP-I-40 em grãos pouco concordantes, relacionado à borda do zircão zonado #43 com núcleo paleoproterozóico (518 ± 25 Ma) e em ponta de prisma (grão #36, 531 ± 40 Ma). Este intervalo foi melhor identificado por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996) em titanitas individuais das amostras VR-150B (530 ± 4 Ma) e VAS-786B (535 ± 12 Ma e 521 ± 9 Ma) pelo método ID-TIMS.

Tabela 7.8 – Relação dos intervalos metamórficos registrados nas rochas do Complexo Quirino.				
Idades U-Pb em zircões (Ma) com até 10% de discordância e interceptos, relacionadas aos intervalos de metamorfismo propostos nesta tese.				
	Amostra	Intervalo 1 (645-605)	Intervalo 2 (605-570)	Intervalo 3 (540-520)
Série alto -K	BP-IV-53A	649-609		
	EC-II2002-6	664-616	582-571	
	TR-MM71A	643-606	601	
	PS-PM-66	652-612	595-571	
	VR-150B*	630-605		530 (titanita)
Série médio-K	VAS-786B*		570	535-521 (titanita)
	BP-I-40		598-576	531-518
	LE-CM-12	661-616	604-592	

* Valladares (1996), U-Pb por ID-TIMS

7.3 – Grupo Paraíba do Sul

7.3.1 - Quartzitos

7.3.1.1 – Amostra BAN-09

A montagem da amostra BAN-09 continha um total de cinquenta e seis grãos diamagnéticos de zircão. Destes, se perderam desessete durante o processo de polimento, sendo datados os trinta e nove grãos restantes. Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 7.9.

Nesta amostra não existem grandes variações tipológicas. Em geral os zircões apresentam coloração levemente amarelada a incolor, sem inclusões, de formas arredondadas e equidimensionais variando entre 100 μm e 200 μm (Figura 7.31).

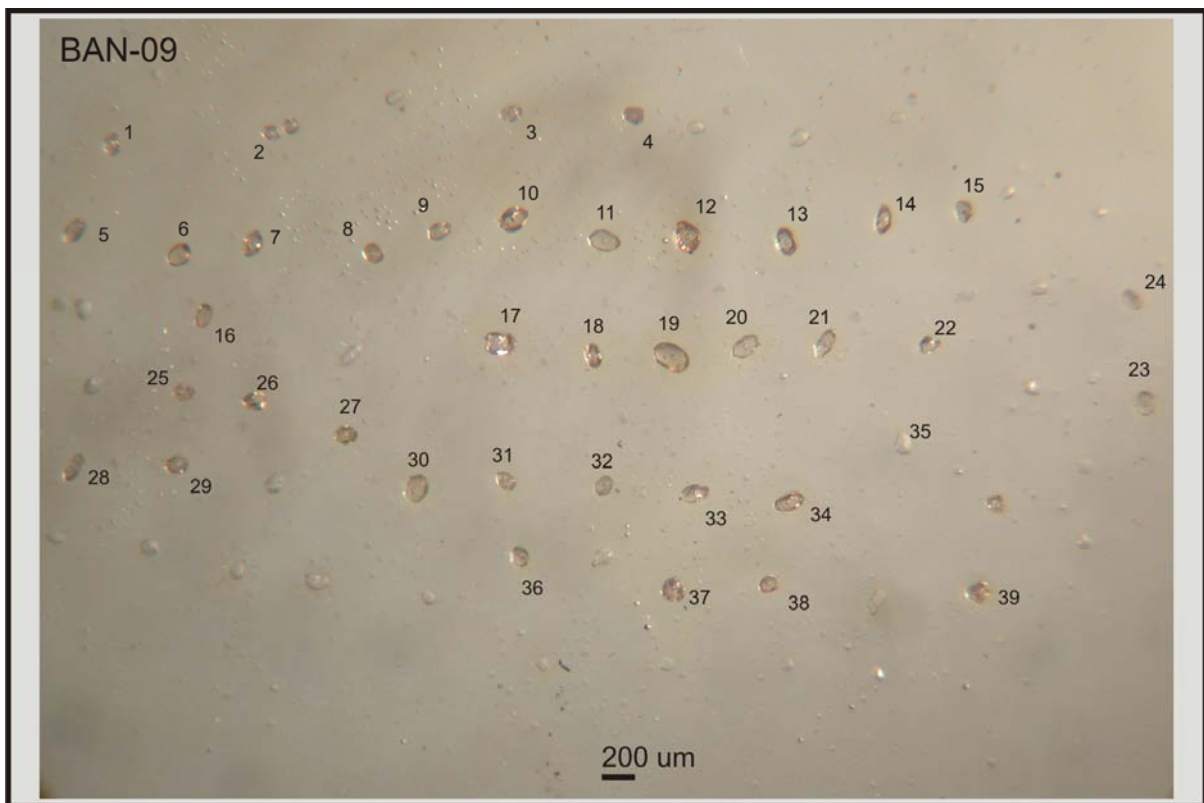


Figura 7.31 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BAN-09.

Dados obtidos

Dos trinta e nove grãos analisados, foram usados os trinta e um que apresentaram resultados com discordâncias inferiores a 10%, priorizando assim a qualidade dos dados. A Figura 7.32 mostra estes grãos próximos à linha de concórdia.

Deste total, foram obtidas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1951 ± 46 e 3023 ± 16 Ma, com uma maior quantidade de grãos situada no intervalo entre 2120 e 2250 Ma, e

representada por duas classes modais, sendo que a moda principal (2190 a 2250 Ma) contém quatro vezes a quantidade de grãos da moda adjacente (2120 a 2190 Ma). O grão #6, de idade arqueana (3023 ± 16 Ma), ocorre mais destacado do conjunto principal (Figuras 7.32 e 7.33).

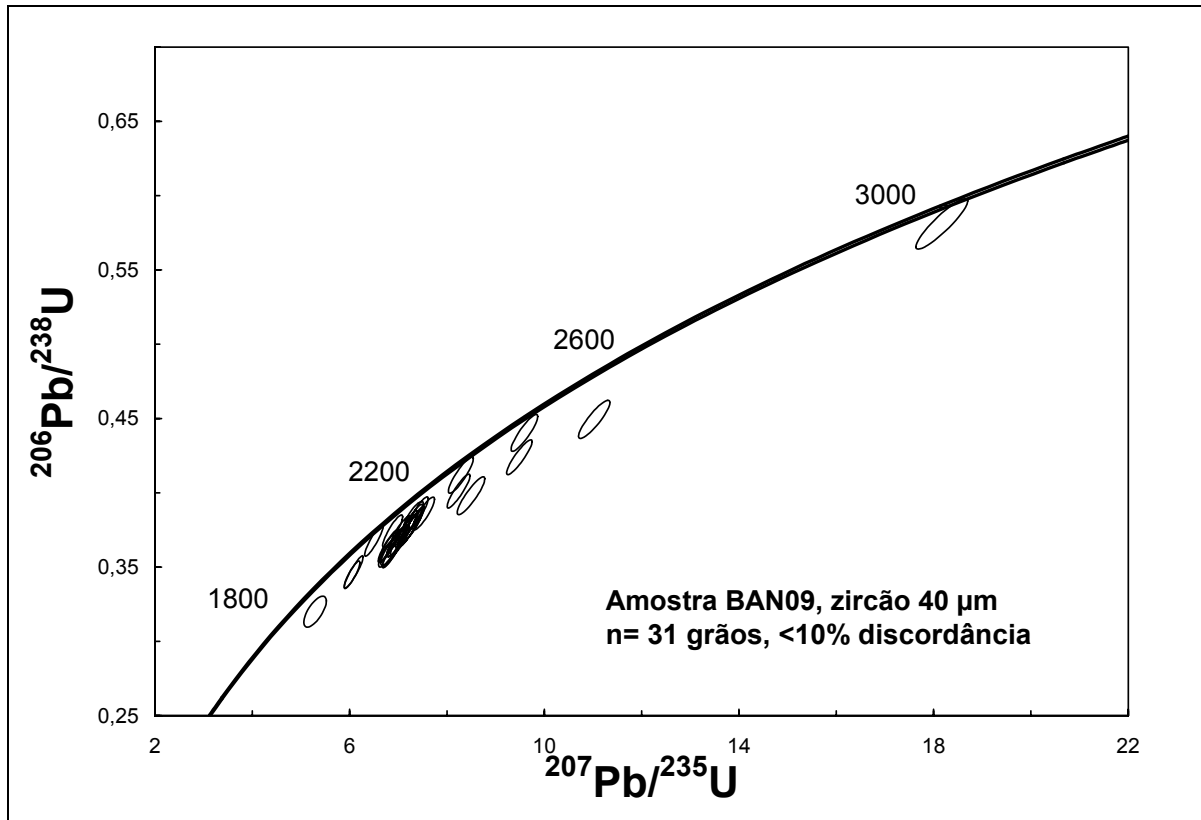


Figura 7.32 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BAN-09.

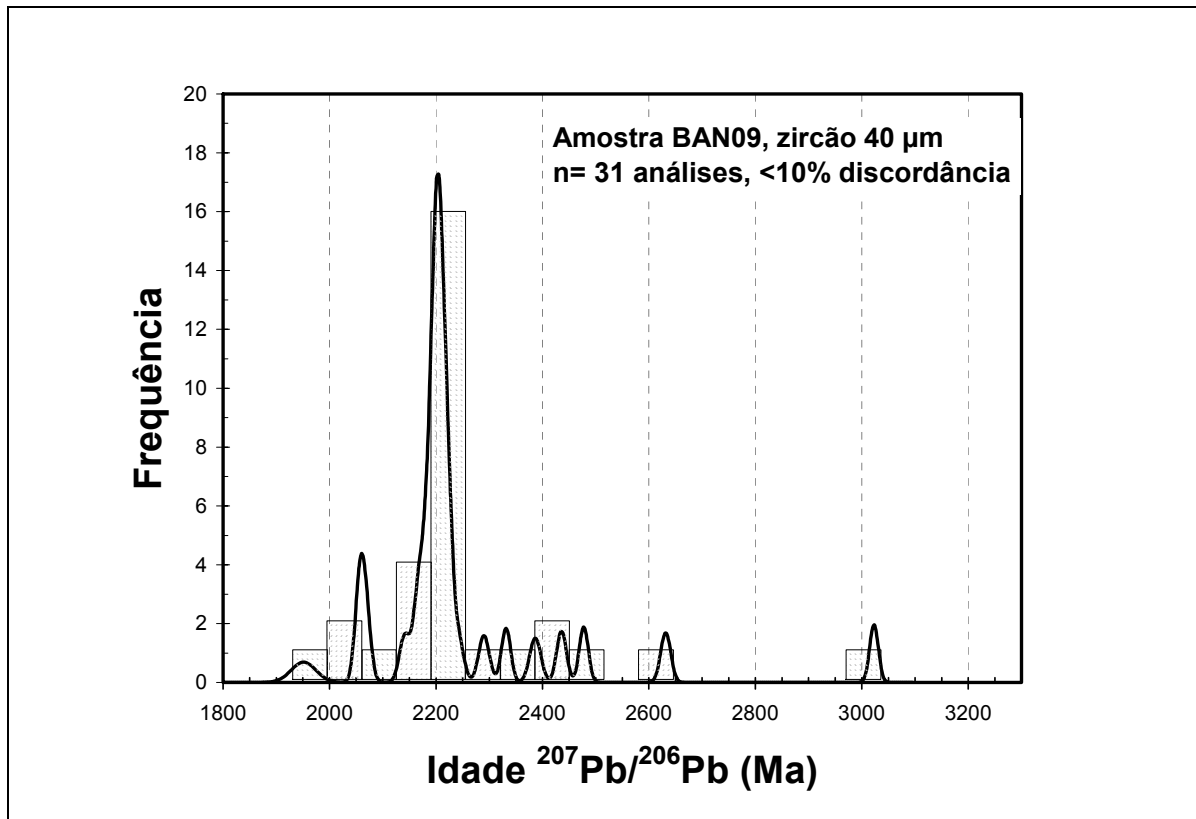


Figura 7.33 – Histograma para idades de zircão detrítico da amostra BAN-09, quartzito do Grupo Paraíba do Sul.

Tabela 7.9 – Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de quartzito do Grupo Paraíba do Sul

BAN-09														
Zircão 40 um														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
<10% discordância														
1	166151	16615	0,1411	0,0017	7,5210	0,1832	0,3860	0,0090	0,87	2241	±21	2104	±49	6,1
2	1154539	6141	0,1487	0,0015	8,2381	0,1922	0,4011	0,0093	0,90	2332	±17	2174	±51	6,8
3	287811	5756	0,1373	0,0016	6,9579	0,1602	0,3669	0,0081	0,86	2193	±21	2015	±45	8,1
5	354719	infinito	0,1382	0,0014	7,1494	0,1743	0,3744	0,0091	0,91	2205	±18	2050	±50	7,0
6	729716	4477	0,2259	0,0023	18,1686	0,4361	0,5810	0,0139	0,91	3023	±16	2953	±71	2,3
7	452195	23800	0,1581	0,0017	9,5926	0,2245	0,4404	0,0101	0,89	2436	±18	2352	±54	3,4
9	536158	38297	0,1381	0,0014	6,8868	0,1792	0,3611	0,0093	0,92	2204	±18	1987	±51	9,8
10	243549	14326	0,1376	0,0018	6,9826	0,1718	0,3675	0,0086	0,86	2197	±22	2017	±47	8,2
11	395602	3297	0,1333	0,0015	6,8838	0,1684	0,3742	0,0089	0,89	2141	±20	2049	±49	4,3
12	365738	15902	0,1777	0,0020	11,0261	0,2642	0,4494	0,0105	0,88	2632	±19	2393	±56	9,1
13	195044	39009	0,1390	0,0015	7,4122	0,1654	0,3869	0,0085	0,88	2215	±19	2108	±46	4,8
14	152281	1171	0,1279	0,0013	6,5007	0,1558	0,3680	0,0088	0,91	2069	±18	2020	±48	2,4
15	741643	21190	0,1357	0,0015	6,8003	0,1591	0,3636	0,0083	0,88	2173	±20	1999	±46	8,0
16	346668	86667	0,1385	0,0014	7,2987	0,1660	0,3817	0,0086	0,90	2208	±18	2084	±47	5,6
18	285615	11425	0,1371	0,0019	6,8033	0,1716	0,3602	0,0084	0,84	2191	±24	1983	±46	9,5
20	312541	971	0,1452	0,0017	8,2872	0,2099	0,4121	0,0101	0,89	2290	±20	2224	±55	2,9
21	968434	2751	0,1271	0,0013	6,0833	0,1592	0,3466	0,0090	0,92	2058	±18	1918	±50	6,8
23	331049	12261	0,1370	0,0019	6,8343	0,1608	0,3606	0,0078	0,82	2190	±24	1985	±43	9,4
24	333129	12338	0,1378	0,0019	7,3144	0,1672	0,3843	0,0081	0,81	2200	±23	2096	±44	4,7
25	183214	infinito	0,1393	0,0015	7,2897	0,1703	0,3777	0,0087	0,90	2219	±18	2066	±48	6,9
27	914398	76200	0,1351	0,0014	6,7896	0,1680	0,3641	0,0090	0,91	2165	±18	2002	±49	7,5
28	302491	infinito	0,1396	0,0014	7,2815	0,2084	0,3778	0,0108	0,94	2222	±18	2066	±59	7,0
29	505571	infinito	0,1621	0,0016	9,4863	0,2143	0,4239	0,0096	0,90	2478	±17	2278	±51	8,0
30	280081	infinito	0,1397	0,0014	7,1994	0,1690	0,3740	0,0088	0,91	2223	±18	2048	±48	7,9
31	275643	45941	0,1382	0,0015	7,1861	0,1742	0,3770	0,0090	0,90	2205	±18	2062	±49	6,5

Tabela 7.9 – Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ erro	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ erro	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ erro	rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Idade (Ma)	2 σ erro	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Idade (Ma)	2 σ erro	% discord.
33	1102456	33408	0,1270	0,0014	6,0511	0,1318	0,3450	0,0074	0,88	2057	±19	1911	±41	7,1
34	207385	2183	0,1369	0,0018	7,0486	0,1712	0,3738	0,0086	0,85	2189	±22	2047	±47	6,5
36	276496	27650	0,1383	0,0015	7,0316	0,1596	0,3676	0,0082	0,88	2206	±19	2018	±45	8,5
37	350384	infinito	0,1379	0,0014	6,8753	0,1637	0,3602	0,0085	0,91	2201	±18	1983	±47	9,9
38	515982	13230	0,1536	0,0019	8,4946	0,2315	0,3980	0,0104	0,89	2387	±21	2160	±57	9,5
39	143951	818	0,1197	0,0031	5,2896	0,1894	0,3201	0,0085	0,69	1951	±46	1790	±48	8,3
>10% discordância														
4	1281346	10952	0,1107	0,0018	3,4485	0,0872	0,2255	0,0050	0,78	1811	±29	1311	±29	27,6
8	1277440	6355	0,1403	0,0015	6,6536	0,1729	0,3432	0,0089	0,92	2231	±18	1902	±49	14,7
17	603754	2304	0,1439	0,0015	7,4107	0,1881	0,3729	0,0094	0,91	2275	±18	2043	±51	10,2
19	563885	5754	0,2876	0,0039	23,4877	0,5941	0,5915	0,0140	0,85	3405	±21	2996	±71	12,0
22	196995	2141	0,1270	0,0016	5,5414	0,2032	0,3159	0,0113	0,94	2057	±23	1770	±63	14,0
26	250357	5443	0,1367	0,0017	6,6962	0,1680	0,3556	0,0085	0,87	2186	±22	1961	±47	10,3
32	1136052	59792	0,1210	0,0012	4,9308	0,1119	0,2952	0,0067	0,90	1971	±18	1667	±38	15,4
35	281742	infinito	0,1382	0,0014	6,8477	0,1553	0,3580	0,0081	0,90	2205	±18	1973	±45	10,5

7.3.1.2 – Amostra BP-SV-02

Afloramento localizado no município de Barra do Piraí (RJ), na estrada para Conservatória (RJ). No mapeamento regional observa-se uma delgada lente quartzítica de aproximadamente 12 km de comprimento, bordejada por paragneisses do Grupo Paraíba do Sul, em contato tectônico brusco, no sentido da estrutura regional NE-SW, com os ortogneisses do Complexo Quirino. Localmente, trata-se de um quartzito grosso e recristalizado, intercalado com solo silto-arenoso oriundo de alteração de rochas metassedimentares menos resistentes (Figura 7.34).



Figura 7.34 – Ponto BP-SV-02 em Barra do Piraí (RJ).

Montagem

A montagem da amostra de quartzito BP-SV-02 é composta por cento e um grãos diamagnéticos de zircão, na qual foram datados setenta. Em geral esta população é constituída de grãos límpidos, levemente amarelados a incolores, sendo destacados dois tipos principais quanto à forma: um de 200 μm (2 a 2,5x1) com bipirâmides desenvolvidas, preservando um núcleo redondo bem individualizado; e outro arredondado de 150 μm , equidimensional (Figura 7.35).

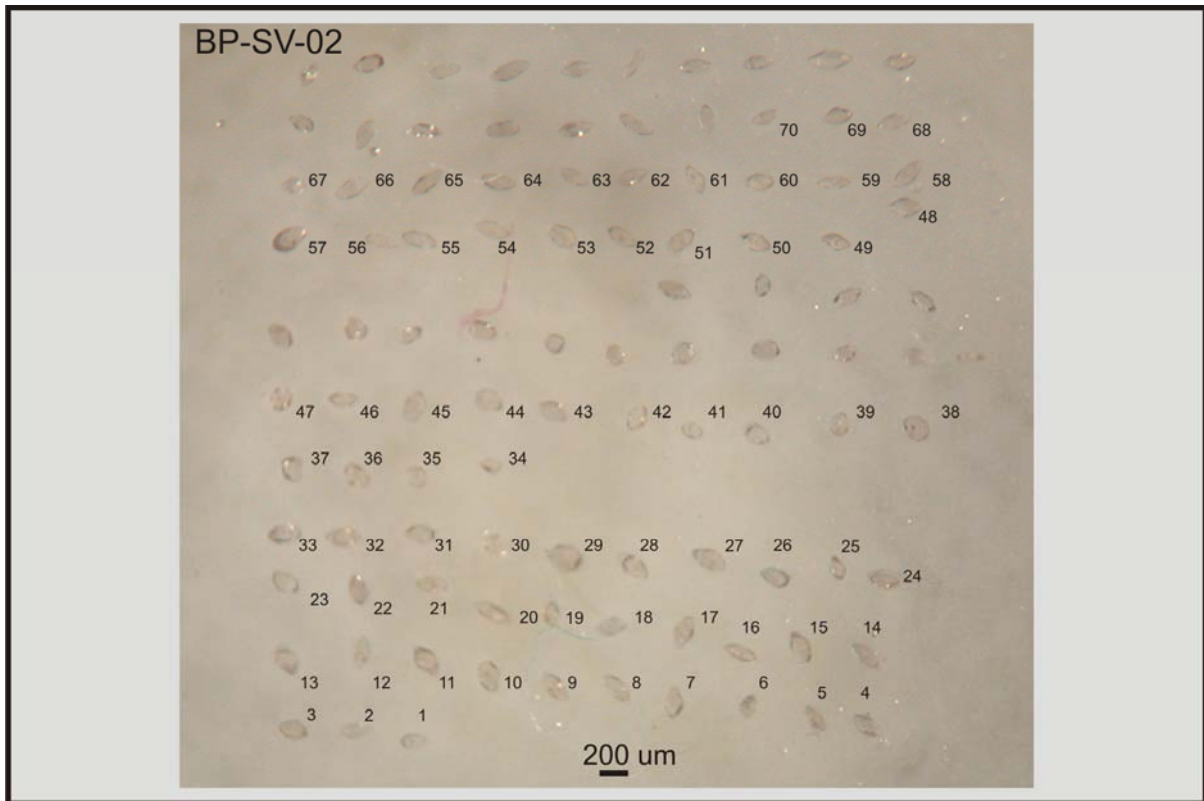


Figura 7.35 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra BP-SV-02.

Dados obtidos

A Figura 7.36 apresenta um diagrama de concórdia com o plote das setenta análises (Tabela 7.10), sendo inferidos alguns interceptos correspondetes às idades de diferentes fontes. Desses setenta grãos analisados, foram aproveitados os quarenta e um com discordâncias inferiores a 10%, resultando num conjunto com diversos *plots* próximos à concórdia (Figura 7.37). As idades obtidas no metassedimento investigado encontram-se entre o intervalo de 1991 ± 11 Ma e 3496 ± 8 Ma. Grande parte dos grãos se concentra nas modas de idades mais novas (entre 1991 e 2230 Ma) definindo uma classe principal entre 1960 e 2260 Ma (Figura 6.38). As idades arqueanas são formadas por um discreto grupo entre de 2500-2750 Ma; e outro mais disperso entre 3000-3500 Ma com a amostra #51 apresentando a idade mínima mais antiga ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 3496 Ma, %disc. = 8,2).

Percebe-se ainda que os grãos paleoproterozóicos são representados pelos dois tipos descritos, e os poucos grãos arqueanos encontrados são os que desenvolveram pirâmides nas extremidades (#25,#27, #30, #35, #38, #48, #51, #52, #54).

Não foi possível investigar a idade de metamorfismo devido à delgada espessura dos sobrecrescimentos existentes nos grãos selecionados (inferior ao diâmetro do spot).

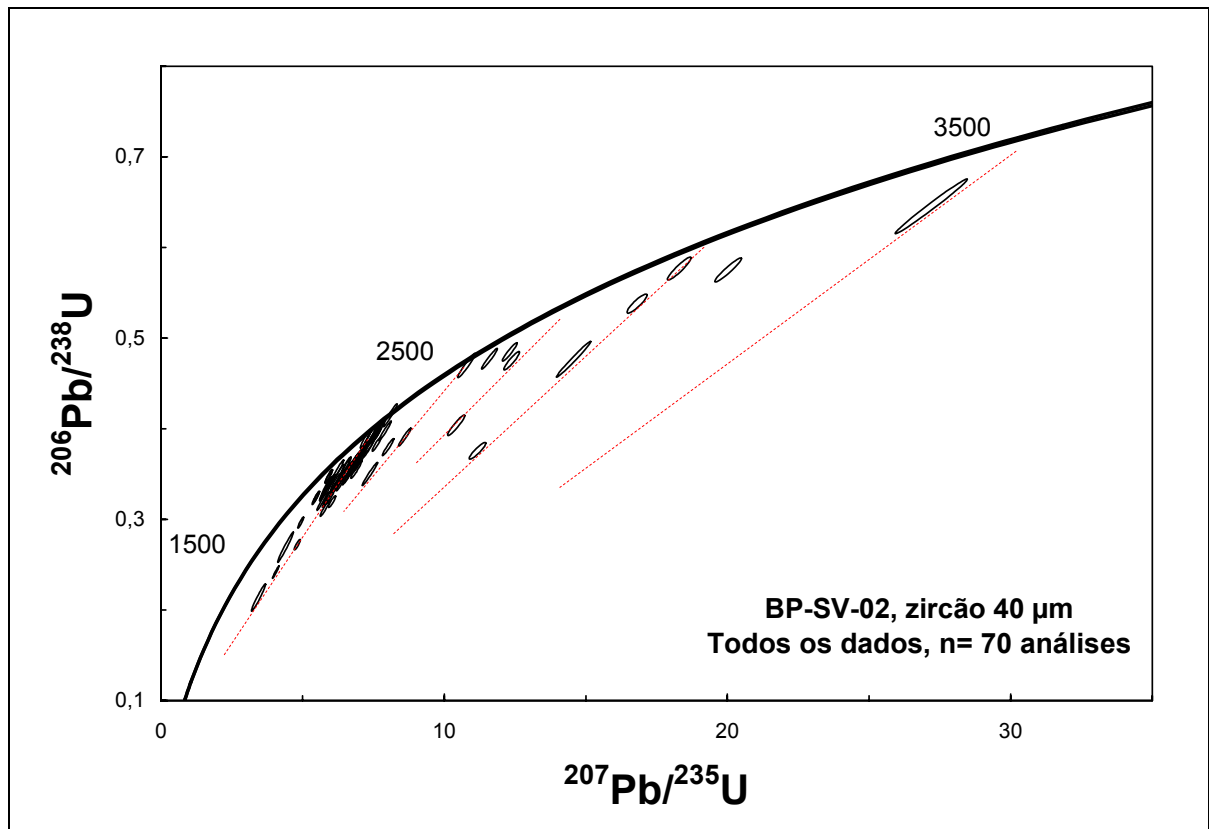


Figura 7.36 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra BP-SV-02, com algumas discordâncias caracterizando as diferentes fontes.

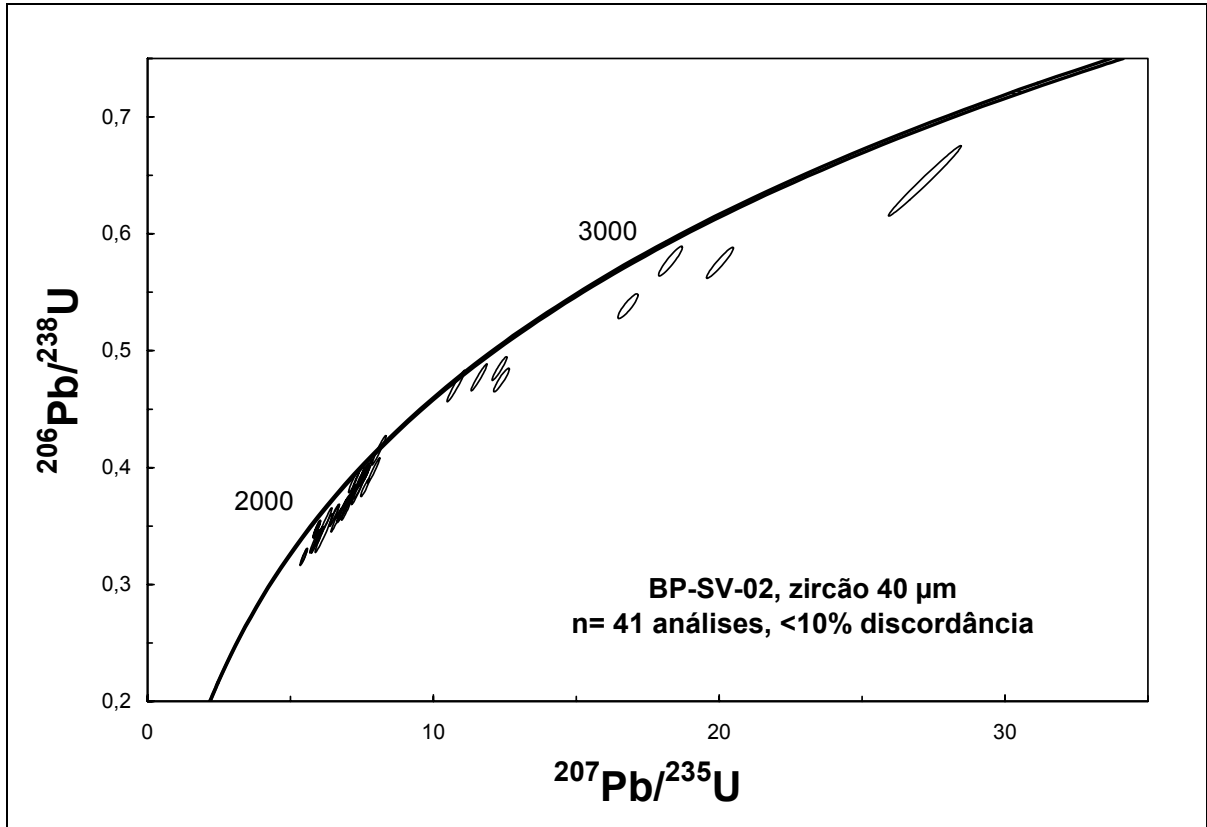


Figura 7.37 – Diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) mais concordantes da amostra BP-SV-02.

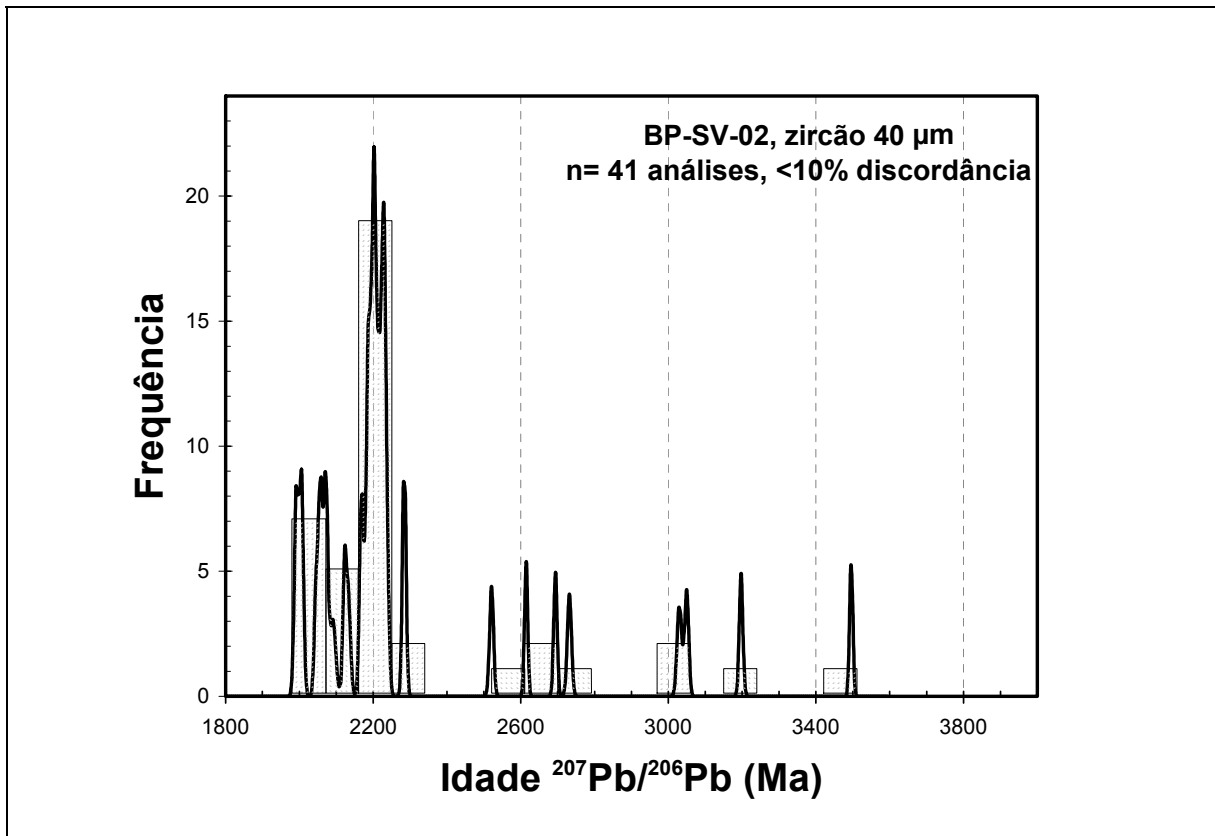


Figura 7.38 – Histograma para idades de zircão detrítico da amostra BP-SV-02, quartzito do Grupo Paraíba do Sul.

Tabela 7.10 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de quartzito do Grupo Paraíba do Sul.

BP-SV-02

Zircão 40 µm

Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
<10% discordancia														
2	237452	5936	0,1369	0,0011	6,8277	0,1674	0,3635	0,0086	0,95	2189	±14	1999	±47	8,7
3	613100	12512	0,1352	0,0008	6,6119	0,1593	0,3553	0,0085	0,97	2167	±10	1960	±47	9,6
5	303913	5734	0,1371	0,0010	7,3670	0,1626	0,3906	0,0083	0,94	2191	±13	2126	±45	3,0
6	438355	7186	0,1355	0,0009	7,2265	0,1548	0,3885	0,0081	0,95	2171	±12	2116	±44	2,5
7	514828	12557	0,1326	0,0009	6,5484	0,1225	0,3604	0,0065	0,93	2133	±12	1984	±36	7,0
9	225784	6102	0,1367	0,0012	6,8955	0,1721	0,3663	0,0088	0,94	2186	±15	2012	±48	8,0
12	784326	21198	0,1262	0,0007	5,8504	0,1405	0,3368	0,0080	0,97	2046	±10	1871	±45	8,5
13	103692	infinito	0,1447	0,0009	7,6121	0,1265	0,3828	0,0062	0,93	2284	±10	2089	±34	8,5
15	257107	infinito	0,1390	0,0008	7,5036	0,1502	0,3922	0,0078	0,96	2215	±9	2133	±42	3,7
16	618567	5379	0,1281	0,0009	6,2365	0,1765	0,3535	0,0098	0,97	2073	±12	1951	±54	5,9
19	449360	26433	0,1377	0,0009	6,9145	0,1407	0,3659	0,0073	0,95	2198	±12	2010	±40	8,6
20	74424	infinito	0,1398	0,0010	7,3920	0,1642	0,3832	0,0083	0,94	2225	±13	2091	±45	6,0
21	646479	64648	0,1273	0,0007	5,9755	0,1141	0,3412	0,0065	0,96	2061	±10	1892	±36	8,2
25	636026	10258	0,2520	0,0015	20,0266	0,3836	0,5752	0,0109	0,95	3197	±9	2929	±55	8,4
26	795409	265136	0,1233	0,0006	5,9171	0,1025	0,3475	0,0060	0,95	2004	±9	1923	±33	4,1
27	1256677	28561	0,1223	0,0007	5,4879	0,0894	0,3247	0,0052	0,93	1991	±11	1813	±29	8,9
29	866827	27962	0,1235	0,0007	5,9252	0,1058	0,3472	0,0061	0,95	2008	±10	1921	±34	4,3
30	159434	31887	0,1663	0,0010	10,7904	0,2556	0,4697	0,0110	0,96	2521	±11	2482	±58	1,5
31	386470	96618	0,1368	0,0008	7,0813	0,1721	0,3744	0,0090	0,97	2187	±10	2050	±50	6,3
32	420549	84110	0,1383	0,0008	7,4679	0,1468	0,3909	0,0076	0,96	2207	±10	2127	±41	3,6
33	562012	80287	0,1281	0,0007	6,0215	0,1160	0,3412	0,0065	0,96	2072	±10	1892	±36	8,6
34	266309	infinito	0,1382	0,0008	6,9485	0,1354	0,3637	0,0070	0,96	2205	±10	1999	±39	9,3
35	876020	infinito	0,1759	0,0009	11,6004	0,2281	0,4772	0,0094	0,97	2615	±9	2515	±49	3,8
36	285349	infinito	0,1380	0,0007	7,1527	0,1175	0,3754	0,0061	0,95	2202	±9	2055	±34	6,7
37	873206	infinito	0,1269	0,0007	5,8873	0,1306	0,3358	0,0074	0,97	2055	±9	1867	±41	9,2

Tabela 7.10 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U Idade (Ma)	2 σ erro	% discord.
38	240408	infinito	0,2297	0,0016	18,2999	0,3406	0,5767	0,0104	0,93	3050	±11	2935	±53	3,7
39	296665	infinito	0,1400	0,0008	7,6507	0,1780	0,3956	0,0092	0,97	2227	±9	2149	±50	3,5
45	814388	infinito	0,1225	0,0007	5,4591	0,0990	0,3233	0,0058	0,95	1993	±10	1806	±32	9,4
46	102552	infinito	0,1409	0,0009	8,0952	0,2017	0,4149	0,0102	0,97	2238	±10	2237	±55	0,1
48	535659	infinito	0,1845	0,0010	12,3163	0,2132	0,4847	0,0083	0,95	2694	±9	2548	±44	5,4
49	155996	infinito	0,1396	0,0008	7,6254	0,1208	0,3943	0,0061	0,93	2222	±10	2143	±33	3,6
51	712278	infinito	0,3050	0,0017	27,1944	1,0402	0,6453	0,0246	0,99	3496	±8	3210	±123	8,2
52	603517	infinito	0,2269	0,0018	16,8082	0,2880	0,5380	0,0086	0,89	3030	±13	2775	±44	8,4
54	212987	infinito	0,1888	0,0013	12,3829	0,2243	0,4750	0,0083	0,92	2732	±11	2505	±44	8,3
58	491614	infinito	0,1390	0,0008	7,5480	0,1663	0,3933	0,0086	0,97	2215	±10	2138	±47	3,5
59	131848	infinito	0,1402	0,0008	7,5969	0,1315	0,3930	0,0067	0,94	2230	±10	2137	±36	4,2
60	348694	infinito	0,1379	0,0007	7,0150	0,1567	0,3696	0,0082	0,97	2201	±9	2028	±45	7,9
62	407620	infinito	0,1318	0,0007	6,5402	0,1410	0,3592	0,0077	0,97	2122	±9	1978	±43	6,8
65	269602	infinito	0,1403	0,0008	7,3353	0,1644	0,3787	0,0084	0,97	2231	±10	2070	±46	7,2
68	137717	infinito	0,1295	0,0011	6,1643	0,2464	0,3439	0,0135	0,98	2091	±15	1905	±75	8,9
69	540412	infinito	0,1447	0,0008	7,9109	0,1767	0,3975	0,0089	0,97	2284	±9	2157	±48	5,6
>10% discordancia														
1	299540	27231	0,1411	0,0009	6,9000	0,1617	0,3552	0,0082	0,96	2241	±12	1959	±45	12,6
4	303561	7404	0,1184	0,0012	4,3982	0,2270	0,2691	0,0137	0,98	1932	±18	1536	±78	20,5
8	766366	42576	0,1270	0,0007	5,7825	0,1482	0,3308	0,0084	0,98	2057	±10	1842	±47	10,4
10	204644	18604	0,1342	0,0009	5,7891	0,1384	0,3122	0,0073	0,96	2153	±12	1751	±41	18,7
11	345742	19208	0,1172	0,0017	3,4439	0,2044	0,2136	0,0124	0,97	1914	±25	1248	±72	34,8
14	516139	9558	0,1889	0,0015	10,4253	0,2486	0,4038	0,0093	0,94	2733	±13	2186	±50	20,0
17	1134504	34379	0,1535	0,0009	8,0203	0,1646	0,3797	0,0077	0,96	2386	±10	2075	±42	13,0
18	861593	215398	0,1218	0,0006	4,0528	0,0934	0,2418	0,0056	0,97	1983	±9	1396	±32	29,6
22	691020	98717	0,1601	0,0008	8,6078	0,1796	0,3908	0,0081	0,97	2456	±9	2126	±44	13,4
23	108709	1977	0,2161	0,0019	11,1775	0,2388	0,3756	0,0075	0,91	2952	±14	2056	±41	30,4
24	1406033	31955	0,1204	0,0008	4,9346	0,0846	0,2964	0,0049	0,93	1962	±11	1673	±28	14,7
28	1504078	42974	0,1330	0,0007	6,3628	0,1197	0,3462	0,0065	0,96	2138	±9	1917	±36	10,4

Tabela 7.10 - Continuação

Grão#	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	2 σ erro	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	2 σ erro	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb Idade (Ma)	2 σ erro	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U Idade (Ma)	2 σ erro	% discord.
40	282361	infinito	0,1396	0,0008	6,9994	0,1706	0,3631	0,0088	0,98	2222	±9	1997	±48	10,1
41	383847	infinito	0,1261	0,0007	5,7420	0,1180	0,3287	0,0067	0,96	2044	±10	1832	±37	10,4
42	396533	infinito	0,1353	0,0008	6,3161	0,1070	0,3382	0,0056	0,94	2168	±10	1878	±31	13,4
43	501631	infinito	0,1334	0,0008	5,9739	0,1121	0,3244	0,0060	0,95	2144	±10	1811	±34	15,5
44	867760	infinito	0,1524	0,0009	7,3750	0,2227	0,3500	0,0105	0,98	2373	±10	1935	±58	18,5
47	463115	infinito	0,1372	0,0007	6,7472	0,1618	0,3562	0,0085	0,98	2192	±9	1964	±47	10,4
50	173182	infinito	0,1369	0,0008	6,7165	0,1313	0,3555	0,0069	0,96	2189	±10	1961	±38	10,4
53	1032012	infinito	0,2226	0,0012	14,5707	0,4951	0,4767	0,0162	0,99	3000	±9	2513	±85	16,2
55	270093	infinito	0,1307	0,0007	6,1627	0,1280	0,3416	0,0070	0,96	2107	±10	1894	±39	10,1
56	370375	infinito	0,1370	0,0007	6,6334	0,1882	0,3500	0,0099	0,98	2190	±9	1935	±55	11,7
57	795442	infinito	0,1340	0,0007	6,3018	0,1302	0,3404	0,0070	0,97	2151	±9	1889	±39	12,2
61	244808	infinito	0,1285	0,0010	4,8117	0,0887	0,2720	0,0047	0,90	2078	±14	1551	±27	25,4
63	266069	infinito	0,1387	0,0008	6,8750	0,1641	0,3585	0,0085	0,97	2211	±10	1975	±47	10,7
64	606779	infinito	0,1286	0,0007	5,6798	0,1409	0,3194	0,0079	0,98	2080	±10	1787	±44	14,1
66	605493	infinito	0,1316	0,0007	5,9381	0,1964	0,3263	0,0108	0,99	2119	±10	1820	±60	14,1
67	319630	106543	0,1364	0,0010	6,0408	0,1041	0,3195	0,0052	0,91	2183	±13	1788	±29	18,1
70	287908	infinito	0,1375	0,0008	6,5962	0,1112	0,3473	0,0058	0,94	2196	±10	1922	±32	12,5

7.3.2 – Discussão dos resultados: idades de proveniência da Bacia Paraíba do Sul

Com o avanço da tecnologia LA-ICPMS como ferramenta de geocronologia U-Pb, diversos pesquisadores aproveitaram as vantagens desse método, incluindo a facilidade de preparação, rapidez de análise e baixo custo, para estudos de proveniência e idade máxima de deposição em bacias sedimentares.

Especificamente, na região sob influência do Orógeno Ribeira ao sul do Cráton de São Francisco, algumas unidades metassedimentares de domínios pertencentes a diferentes terrenos tectônico-estratigráficos puderam ser investigadas a partir desta metodologia (Machado & Galthier, 1996; Valladares *et al.* 2001, 2004 e 2008; Valeriano *et al.* 2004). Entretanto, a cobertura do Terreno Paraíba do Sul (Grupo Paraíba do Sul) ainda carecia de tais informações, em virtude dos raros afloramentos de quartzito.

Algumas tentativas anteriores não tiveram sucesso, porém com o avanço do mapeamento de detalhe pelo grupo de pesquisa TEKTOS/UERJ, dois afloramentos (BAN-09 e BP-SV-02) puderam ser identificados e amostrados.

Tais amostras são formadas por duas populações de grãos incolores a levemente amarelados: uma arredondada equidimensional; e outra em menor expressão, com pequenas bipirâmides intercrescidas formando prismas 2x1. As idades de proveniência e a frequência com que elas ocorrem, representadas em histogramas, são bastante similares entre as duas amostras, sendo então preparado um único histograma combinado (Figura 7.18) para uma melhor caracterização desses metassedimentos. No total foram realizadas cento e oito análises, aproveitando-se para este estudo apenas as setenta e duas que obtiveram discordâncias inferiores a 10%.

A utilização de grãos concordantes e subconcordantes minimizam as possíveis influências decorrentes de eventos metamórficos no Neoproterozóico.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plotaram entre 1951 e 3496 Ma. O conjunto de grãos analisados para o Grupo Paraíba do Sul possui uma classe modal principal entre 2200 e 2250 Ma, apresentando uma gradual dispersão até a moda 1950-2000 Ma onde os grãos #39 da amostra BAN-09 e #27 da amostra BP-SV-02, apresentaram as idades mais jovens ($1951 \pm 46\text{Ma}$, % disc.=8,3; $1991 \pm 11\text{Ma}$, % disc.= 8,9), considerada a idade máxima de deposição encontrada até então para a paleo-bacia.

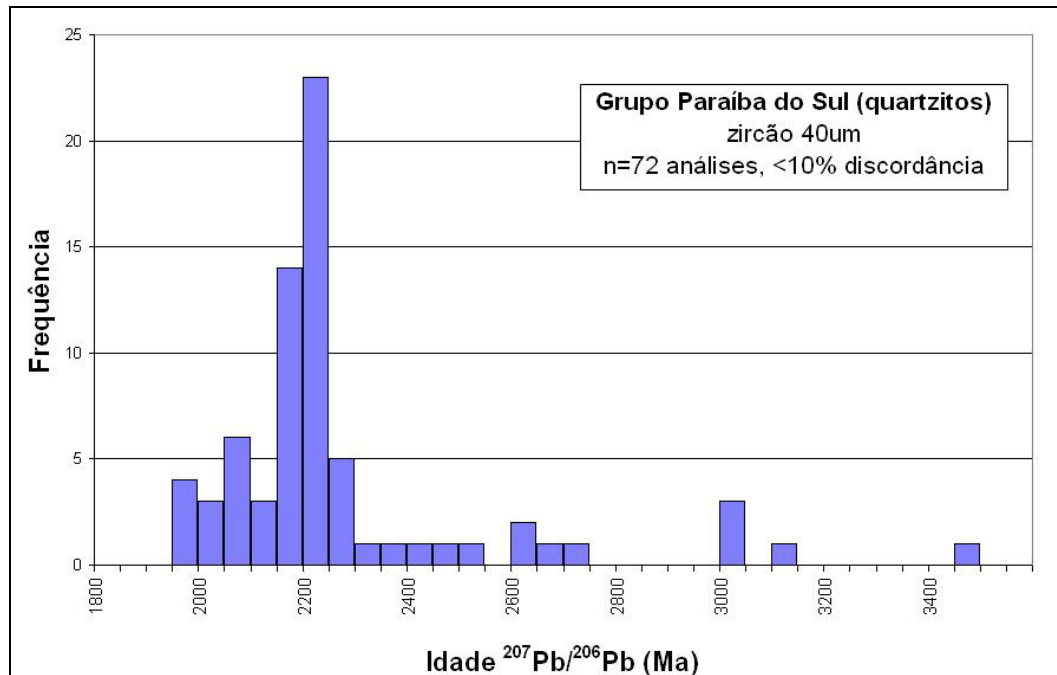


Figura 7.39 – Histograma ilustrando a distribuição de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões detríticos dos quartzitos do Grupo Paraíba do Sul.

Os grãos de idades anteriores à moda principal, são representados por uma quebra brusca no padrão das modas a partir de 2250 Ma, seguindo uma distribuição quase constante dos poucos remanescentes até a idade arqueana de 2750 Ma. As idades anteriores a 3000 Ma são mais raras e representadas por pequenas e isoladas modas limitadas a 3500 Ma pela idade da rocha fonte mais antiga encontrada (grão #51 da amostra BP-SV-02: 3496 ± 8 Ma, % disc.=8,2). Os dados indicam que os sedimentos da paleo-bacia Paraíba foram gerados predominantemente por erosão de crosta de idade paleoproterozóica (2250-2150 Ma) com contribuição subordinada de crosta arqueana (2,6 Ga a 3,5 Ga).

As idades de zircões detríticos obtidas a partir dos quartzitos pertencentes ao Grupo Paraíba do Sul, apresentaram padrões similares ao seu embasamento (Complexo Quirino). Como visto na Tabela 7.7, as amostras de ortognaisses do Complexo Quirino apresentaram idades de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS em zircão) entre 2,31 - 2,14 Ga, e zircões herdados com idades entre 2,8 e 3,5 Ga, interpretadas como remanescentes da fusão de crosta arqueana. Isto sugere que esses sedimentos, tiveram sua origem, em parte, de processos erosivos atuantes no próprio embasamento paleoproterozóico.

Nota-se ainda, que parte dos zircões detríticos de idade arqueana apresentam áreas fontes que não correspondem ao seu próprio embasamento, visto

que as idades de herança obtidas para o Complexo Quirino apontam para interceptos (superiores) anteriores a 3 Ga, enquanto que alguns interceptos superiores entre 2,5 e 3,5 Ga, são visualizados na Figura 7.36. Quando considerados os grãos mais concordantes, observa-se a formação de grupos neste mesmo intervalo (Figuras 7.34, 7.35 e 7,37, 7,38).

A maioria dos zircões detríticos arqueanos e paleoproterozóicos apresentou padrões de sobrecrecimentos, decorrentes de eventos orogenéticos mais jovens. Porém, a delgada espessura dos sobrecrecimentos citados impossibilitou a datação destes setores nos grãos.

A diferença entre a idade de deposição máxima obtida (1951 Ma) e a idade da amostra mais jovem do Complexo Quirino (LE-CM-12 = 2136 Ma, intercepto superior), mostra um intervalo de cerca de 185 Ma. Pode-se considerar este dado como sendo o primeiro, utilizando instrumentos de geocronologia, a caracterizar o Complexo Quirino como embasamento da bacia Paraíba do Sul.

A comparação entre o padrão apresentado para os metassedimentos do Terreno Paraíba do Sul em relação aos demais terrenos tectono-estratigráfico vizinhos publicados por Machado & Gauthier (1996), e Valladares *et al.*, (2001, 2002, 2008), mostra que: 1) no Domínio Costeiro pertencente ao Terreno Oriental ocorre uma diferença marcante visto que as idades apresentam uma grande dispersão, com maiores proporções no Neoproterozóico e Mesoproterozóico (0,5 – 1,6 Ga), e menores no Paleoproterozóico (1,7 - 2,1 Ga); e 2) No Terreno Ocidental, os padrões são mais parecidos, mostrando que os sedimentos detríticos foram derivados predominantemente de erosão de um rochas Paleoproterozóicas (1,8 – 2,2 Ga) com uma pequena proporção de crosta arqueana (2,6 – 3,6 Ga), (Valladares *et al.*, 2008).

7.4 – Granitóides Neoproterozóicos

7.4.1 – Amostra SA-129A

Ponto localizado em afloramento de estrada vicinal ao norte do centro urbano de Sapucaia (RJ). Trata-se de um afloramento heterogêneo constituído de setores bandados, com foliação $137^{\circ}/49^{\circ}$, e outros homogêneos de matriz leucocrática a hololeucocrática repleto de aglomerados de anfibólio (Figura 7.40). As relações de contato, somada à ausência de restitos (Figura 7.41), indicam a injeção de *sills* leucossomáticos mais jovens nas rochas bandadas pertencentes ao Complexo Quirino. Neste ponto foram coletadas amostras do setor homogêneo do afloramento, representantes dos *sills* leucossomáticos.



Figura 7.40 – Ponto SA-129A em Sapucaia (RJ). Rocha amostrada no detalhe.



Figura 7.41 – Detalhe do afloramento mostrando o contato da injeção félsica no gnaíse bandado do Complexo Quirino.

Montagem

A montagem continha cerca de cinquenta grãos de zircão, sendo que muitos se perderam em virtude do polimento aplicado aos diminutos grãos (<150 μm). Analisou-se, então, dezenove grãos em duas frações magnéticas (uma paramagnética F.F.+5 e outra diamagnética F.F.-0,5). Os grãos são incolores, de comprimento a 150 μm e proporção 2x1, apresentando ainda inclusões que tendem a assumir maiores proporções na população paramagnética.

Dados obtidos

As análises da Tabela 7.11 apresentaram resultados de baixa qualidade em função das oscilantes leituras dos sinais do íon Pb no espectrômetro de massa,

devido às concentrações de Pb comum e perdas recentes de Pb radiogênico em alguns grãos.

Assim, as treze análises de melhor qualidade, com discordâncias variando entre -5,4% e 49,6%, foram reunidas para a definição de uma idade média da rocha. Visto os elevados erros obtidos nas idades de razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, foi adotado neste caso específico, a média das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ a 602 ± 14 Ma (2σ) (Figura 7.42).

A ausência de idades de herança, somadas às relações de contato existentes no afloramento, confirmaram para esta idade obtida, como sendo relacionada à cristalização de um magma granítico injetado no Complexo Quirino durante a Orogênese Brasileira. Além disso, uma suposta fusão parcial da rocha bandada pré-existente (entre $600\text{-}650^\circ\text{C}$) não seria suficiente para abertura do sistema do zircão (ca. $700\text{-}800^\circ\text{C}$), e preservaria as idades paleoproterozóicas da fonte.

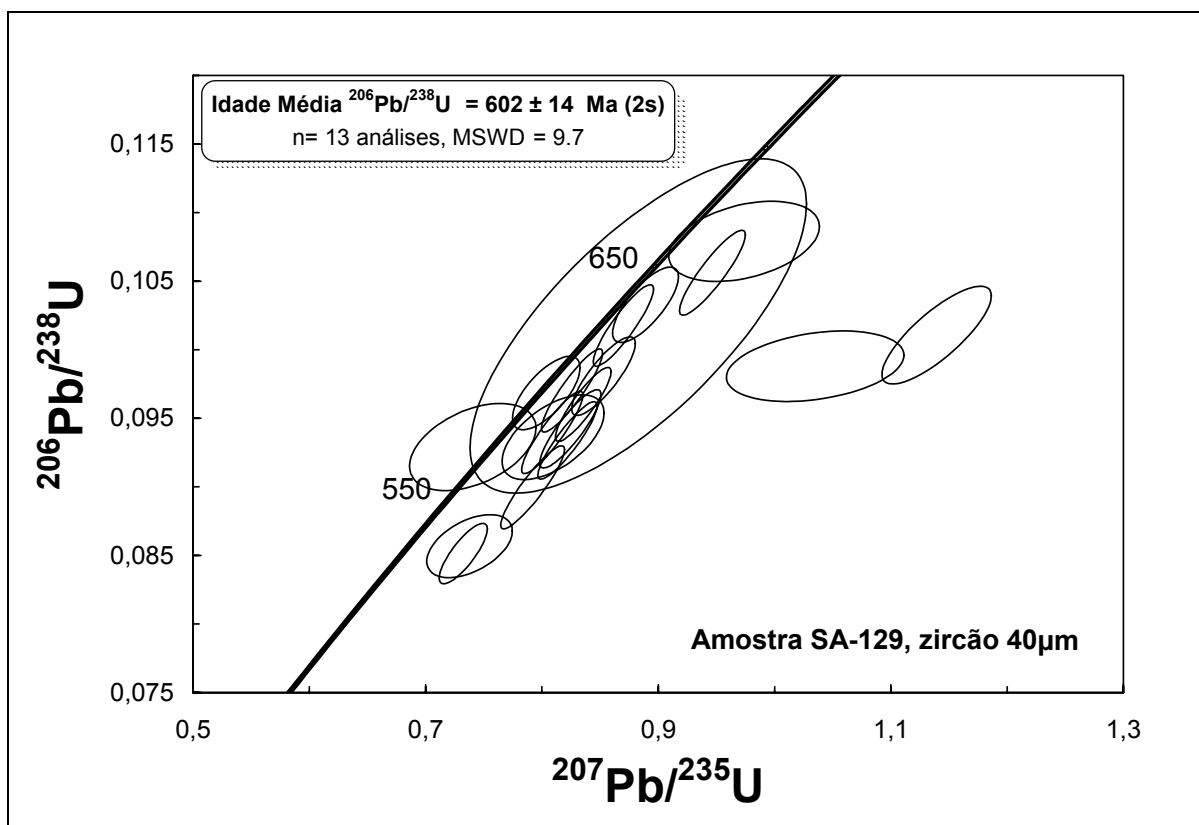


Figura 7.42 – Detalhe do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra SA-129.

Tabela 7.11 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em granitóide

SA-129														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
1*	107851	infinito	0,0639	0,0008	0,7920	0,0224	0,0900	0,0025	0,91	738	±25	555	±15	24,7
2	184384	2169	0,0625	0,0023	0,8095	0,0358	0,0936	0,0025	0,57	691	±78	577	±16	16,5
3*	266702	5334	0,0623	0,0022	0,7377	0,0301	0,0857	0,0019	0,48	684	±76	530	±12	22,5
4	36097	36097	0,0631	0,0009	0,8529	0,0224	0,0981	0,0023	0,83	713	±31	603	±14	15,4
5	54989	infinito	0,0646	0,0007	0,9466	0,0232	0,1056	0,0025	0,89	762	±24	647	±15	15,1
6**	123870	3021	0,0575	0,0031	0,7405	0,0444	0,0929	0,0026	0,44	513	±119	573	±16	-11,7
7	42247	21123	0,0628	0,0011	0,8891	0,0231	0,1033	0,0022	0,75	703	±37	634	±14	9,9
8	89768	1995	0,0590	0,0013	0,8037	0,0238	0,0968	0,0022	0,69	565	±47	596	±13	-5,4
9**	96380	185	0,0630	0,0058	0,8828	0,1182	0,1017	0,0100	0,73	708	±195	625	±61	11,8
10**	63204	4862	0,0649	0,0033	0,9738	0,0529	0,1079	0,0024	0,37	772	±107	661	±15	14,5
11	51079	51079	0,0814	0,0016	1,1394	0,0384	0,1011	0,0029	0,80	1232	±40	621	±18	49,6
12	180030	90015	0,0619	0,0007	0,8700	0,0212	0,1018	0,0024	0,89	670	±24	625	±15	6,7
13*	218734	infinito	0,0623	0,0009	0,7323	0,0169	0,0851	0,0018	0,81	683	±29	527	±11	22,9
14	120323	infinito	0,0636	0,0007	0,8220	0,0208	0,0934	0,0023	0,90	729	±24	576	±14	21,1
15	101102	infinito	0,0621	0,0007	0,8088	0,0216	0,0940	0,0025	0,91	678	±24	579	±15	14,7
16	108158	infinito	0,0632	0,0007	0,8355	0,0196	0,0960	0,0022	0,89	714	±23	591	±14	17,3
17	114982	infinito	0,0635	0,0008	0,8244	0,0215	0,0942	0,0023	0,87	727	±27	581	±14	20,1
18	162364	1299	0,0758	0,0043	1,0350	0,0624	0,0988	0,0021	0,31	1089	±115	607	±13	44,2
19	144036	infinito	0,0617	0,0007	0,8258	0,0214	0,0970	0,0025	0,91	665	±24	597	±15	10,2

*Perda de Pb recente

**Análise de baixa qualidade

7.4.2 – Amostra CB-SV-01

O ponto situa-se no extremo SW do Terreno Paraíba do Sul, próximo ao limite dos estados de Rio de Janeiro e São Paulo, na região conhecida como Serra da Bocaina, a 1240m de altitude. No local observa-se uma cachoeira de nome “Sete Quedas” por onde o Córrego das Cobras flui entre as lajes de rochas aflorantes. A litologia local é representada por um gnaiss biotítico, de caráter heterogêneo, com setores migmatíticos, bandados, por vezes com fenocristais K-feldspáticos de 1cm e injeções félsicas (Figura 7.43), e setores mais isotrópicos pouco deformados, escolhido para amostragem (Figura 7.44).



Figura 7.43 – Detalhe do setor bandado migmatítico nas imediações do ponto CB-SV-01 em Bananal (SP).



Figura 7.44 – Ponto CB-SV-01 em Bananal (SP). Rocha amostrada no detalhe.

Montagem

A montagem dos grãos selecionados da amostra CB-SV-01 continha um total de cinquenta e quatro zircões diamagnéticos. Destes, vinte e nove não foram expostos pelo polimento, sendo analisados os vinte e cinco restantes.

Foram observadas diferenças marcantes entre os dois tipos de grãos presentes: O tipo alongado (3 a 4x1) de até 300 μm de comprimento, que se apresenta fraturado e de aspecto “sujo” repleto de inclusões; e o outro tipo curto (2X1), incolor de aparência límpida e de bordas arredondadas a levemente angulosas (Figura 7.45).

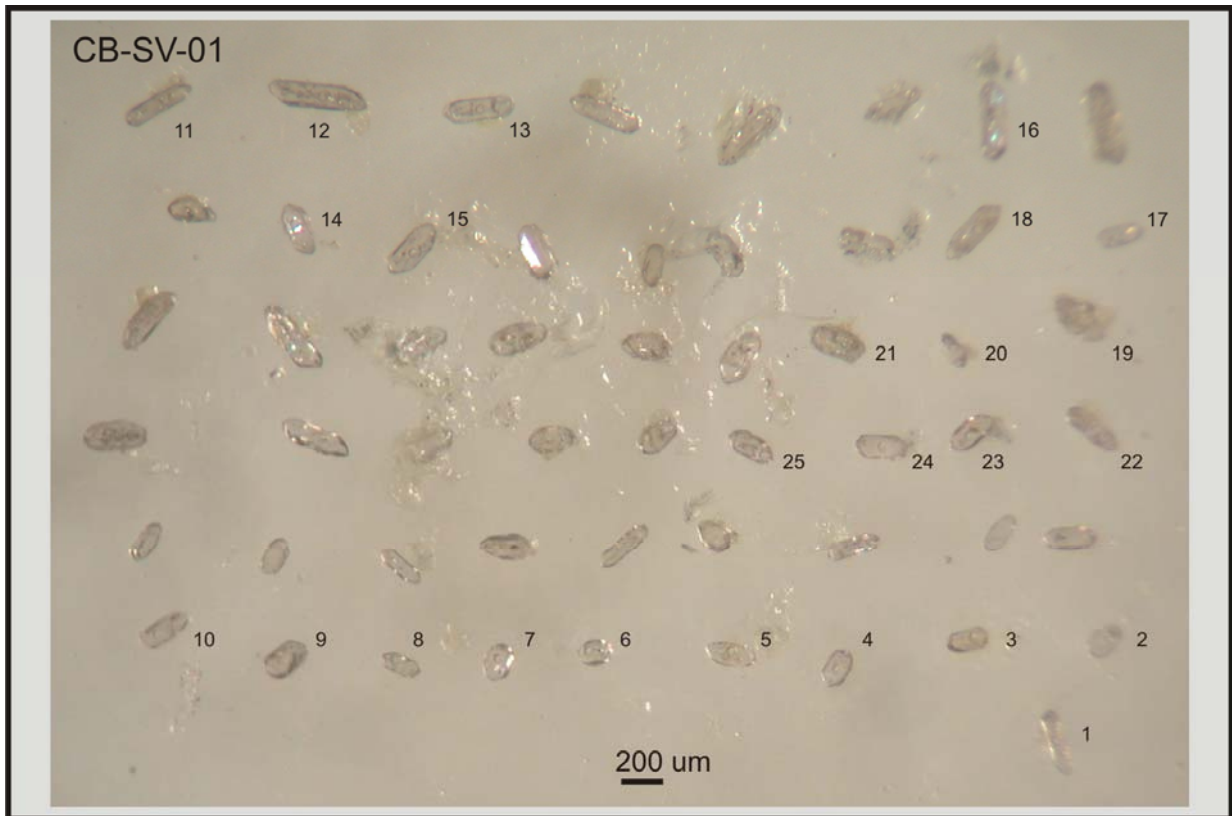


Figura 7.45 – Montagem dos grãos de zircão selecionados da amostra CB-SV-01.

Dados obtidos

De posse das vinte e cinco análises obtidas (Tabela 7.12), foram descartados os grãos #9 e #24 em consequência do alto valor de Pb comum detectado. Visto que todos os valores apresentaram idades neoproterozóicas, procurou-se avaliar apenas os grãos mais concordantes (#1, #2, #4, #6, #7 e #8, com discordância < 2%) correspondendo ao tipo mais curto e límpido, para maximizar a precisão do resultado (Tabela 7.10).

O diagrama de concórdia da Figura 7.46 apresenta o *plot* de todas as análises, e em destaque a idade de $627,4 \pm 5,3$ Ma (2σ) a partir da média das razões Pb^{206}/Pb^{207} dos seis grãos mais concordantes, interpretada como idade de cristalização da rocha, não havendo nenhum outro grão (mesmo considerando os mais discordantes) que pudesse indicar alguma idade herdada de eventos anteriores ao Neoproterozóico.

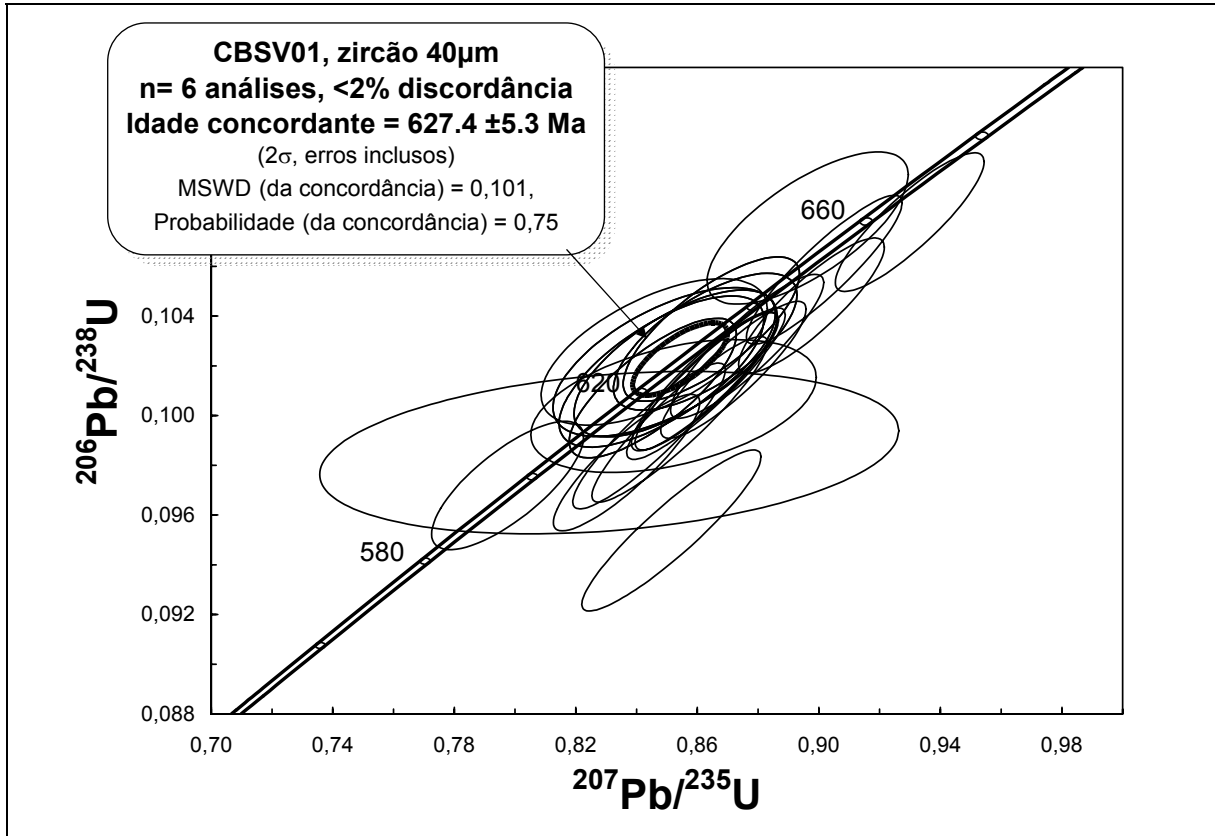


Figura 7.46 – Detalhe do diagrama de concórdia para as análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra CB-SV-01.

Tabela 7.12 - Resultados obtidos na análise U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de granitóide.

CB-SV-01														
Zircão 40 µm														
Grão#	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ erro	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ erro	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Idade (Ma)	2σ erro	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Idade (Ma)	2σ erro	% discord.
1	704840	18548	0,0608	0,0010	0,8454	0,0225	0,1011	0,0023	0,77	631	37	621	14	1,5
2	474035	12155	0,0605	0,0014	0,8526	0,0271	0,1021	0,0024	0,68	623	51	627	15	-0,6
3	640118	6401	0,0616	0,0025	0,8522	0,0384	0,1004	0,0022	0,43	661	87	617	13	6,7
4	619434	17206	0,0605	0,0011	0,8646	0,0237	0,1035	0,0024	0,76	622	39	635	15	-2,0
5	642590	1121	0,0595	0,0010	0,7975	0,0204	0,0972	0,0021	0,76	585	37	598	13	-2,1
6	344855	9853	0,0605	0,0017	0,8494	0,0302	0,1022	0,0024	0,62	620	61	627	15	-1,1
7	542922	12065	0,0604	0,0014	0,8482	0,0275	0,1018	0,0025	0,69	620	51	625	15	-0,8
8	858917	13854	0,0609	0,0013	0,8626	0,0247	0,1030	0,0022	0,68	635	45	632	14	0,5
9	Alto Pb comum													
10	688270	9559	0,0598	0,0017	0,8458	0,0304	0,1026	0,0024	0,59	597	63	629	15	-5,4
11	726298	13450	0,0604	0,0013	0,8963	0,0270	0,1075	0,0025	0,70	619	47	658	15	-6,4
12	412352	infinito	0,0618	0,0006	0,8629	0,0213	0,1013	0,0025	0,91	666	22	622	15	6,6
13	453521	2835	0,0611	0,0055	0,8310	0,0779	0,0985	0,0027	0,27	643	194	606	16	5,8
14	455470	infinito	0,0620	0,0007	0,8719	0,0195	0,1018	0,0022	0,88	674	23	625	14	7,3
15	378556	infinito	0,0651	0,0007	0,8515	0,0241	0,0954	0,0026	0,92	777	24	587	16	24,5
16	151988	infinito	0,0621	0,0007	0,8976	0,0196	0,1044	0,0022	0,87	678	24	640	14	5,6
17	640723	infinito	0,0618	0,0006	0,9018	0,0210	0,1059	0,0024	0,90	667	22	649	15	2,8
18	1144160	1144160	0,0620	0,0007	0,8367	0,0197	0,0981	0,0022	0,88	676	25	603	14	10,7
19	536632	infinito	0,0620	0,0007	0,8764	0,0206	0,1028	0,0024	0,89	672	24	631	15	6,2
20	179709	infinito	0,0626	0,0007	0,9299	0,0200	0,1078	0,0023	0,87	694	23	660	14	4,9
21	474183	infinito	0,0618	0,0006	0,8631	0,0193	0,1014	0,0023	0,89	667	22	622	14	6,6
22	706616	infinito	0,0614	0,0006	0,8623	0,0196	0,1014	0,0023	0,89	655	22	622	14	5,0
23	459462	infinito	0,0620	0,0007	0,8542	0,0236	0,0998	0,0027	0,92	675	23	614	17	9,1
24	Alto Pb comum													
25	528619	infinito	0,0617	0,0006	0,8441	0,0205	0,0992	0,0024	0,91	663	22	610	15	8,1

7.4.3 – Discussão dos resultados: Granitóides Neoproterozóicos

Os granitóides SA-129 e CB-SV-01, que haviam sido mapeados como pertencentes ao Complexo Quirino, apresentaram idades de cristalização neoproterozóica (602 ± 14 Ma e $627 \pm 5,3$ Ma, respectivamente), porém com algumas peculiaridades em seus locais de amostragem.

No caso do granitóide SA-129, foi amostrado um setor referente à injeção félsica de matriz hololeucocrática discordante na rocha foliada encaixante, enquanto que o granitóide CB-SV-01, de aspecto mais homogêneo, provavelmente representa um pequeno corpo plutônico não mapeável em escala regional, ainda que não tenha sido caracterizado algum contato geológico com os demais litotipos (de aspecto foliado ou migmatíticos) existentes nas imediações do sítio. Além das características observadas no campo, a composição quartzo-monzonito e sienogranito, segundo o QAP de Streckeisen (1976), e demais diagramas classificatórios (vide capítulo 5) sempre destacam estas amostras das demais rochas pertencentes ao Complexo Quirino.

Especial atenção deve ser realizada em futuras pesquisas geocronológicas, visto que são comuns no Complexo Quirino a ocorrência de rochas de texturas nebulíticas e injeções félsicas discordantes ou não, relacionado a eventos posteriores, como caracterizado no afloramento do granitóide SA-129.

Tais eventos conseqüentes da Orogenia Brasiliana, como alguns episódios magmáticos oriundos de processos colisionais, também produziram corpos plutônicos de tamanhos variados, identificados e mapeados nos terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Ribeira.

Valladares *et al.* (2000) caracterizaram três episódios magmáticos para o Terreno Ocidental e Paraíba do Sul, a partir da integração de dados geoquímicos e geocronológicos de diversos autores: dois referentes a estágios sin-colisionais, (595-565 Ma; e 535 Ma) envolvendo granitóides do tipo-I e tipo-S; e um relacionado a estágio tardi-colisional (540-520 Ma) em granitóides tipo-I.

Já o Terreno Oriental, cujo contato com o Terreno Ocidental foi caracterizado por uma sutura colisional (*Central Tectonic Boundary* de Almeida *et al.*, 1998), apresenta inúmeros plútons pré-colisionais que compoariam o chamado Arco Mágmatco Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000). A hipótese de uma subducção para leste explicaria as duas etapas de geração das rochas deste arco: em ca. 790 Ma e

635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004).

Entretanto, a idade concordante identificada para a amostra CB-SV-01 de $627 \pm 5,3$ Ma, considerado como um corpo plutônico inserido no Terreno Paraíba do Sul, representaria um episódio magmático anterior, em relação aos episódios descritos por Valladares *et al.* (2000), e ainda não caracterizado para este terreno. Esta idade estaria correlata a outras idades de metamorfismo obtidas em diversos domínios do Terreno Ocidental anteriores a 605 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), e do próprio Complexo Quirino, apresentados na atual pesquisa, e geocronologicamente correlata à segunda geração dos granitóides pré-colisionais do Arco Magmático Rio Negro, Terreno Oriental, limitados à leste da zona de sutura (CTB) de Almeida *et al.*, (1998). No entanto, os corpos aqui estudados apresentam quimismo coerente com granitóides sin-orogênicos a pós-orogênicos.

Tabela 7.13 – Quadro geral das idades U-Pb em zircão para o Terreno Paraíba do Sul

AMOST.	AUTOR	MÉTODO U/Pb	SÉRIE	GRUPO	HERANÇA ARQUEANA	INTERCEPTOS		IDADES CONCORDANTES		IDADE MÉDIA 206Pb/238U
						SUPERIOR (CRISTALIZAÇÃO)	INFERIOR (METAMORFISMO)	PALEO PROTEROZÓICO	NEO PROTEROZÓICO	
COMPLEXO QUIRINO										
BP-IV-53	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Alto-K	2	2946 Ma Idade mínima	2216 ± 10 Ma	609 ± 35 Ma	-		
EC-II-2002-6	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Alto-K	3	-	2197 ± 11 Ma	616 ± 34 Ma	-	645±13 Ma (2 grãos)	
TR-MM-71A	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Alto-K	4	3388 Ma Idade mínima	2308,3 ± 9,2 Ma	606 ± 22 Ma	-	608±13 Ma (1grão)	
PS-PM-66	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Alto-k	5	-	2204±11 Ma	595±12 Ma	-	604±12 Ma (<10%, 20grãos)	
									617,8±19Ma (2 grãos)	
VR-150B	Valladares (1996)	ID-TIMS (zircão)	Alto-K	8	-	2185±8 Ma	605±3 Ma	-	-	
VAS-786-B	Valladares (1996)	ID-TIMS (zircão)	Médio-K	1	2981 Ma 2846 Ma Idade mínima	2169±3 Ma	571±3 Ma	-	-	
BP-I-40	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Médio-K	2	3055 ± 11 Ma (intercepto. superior)	2155±16 Ma	576±23Ma	-	-	
LE-CM-12B	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)	Médio-K	3	-	2136±14 Ma	592±20 Ma	2137±13 Ma (2 grãos)	619±9,9 Ma (3 grãos)	
GRANITÓIDES NEOPROTEROZOICOS										
CB-SV-01	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)			-	-	-	-	627±5,3 Ma (<2%, 6 grãos)	
SA-129	Viana (2008)	LA-ICP-MS (zircão)			-	-	-	-	-	602± 14 Ma

8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

8.1 – Correlações Regionais

O Complexo Quirino, caracterizado como embasamento do Terreno Paraíba do Sul, é formado por ortognaisses, que podem ser divididos em duas séries com características geoquímicas distintas: uma série alto-K, formada em sua maioria por biotita gnaisses de composição granodiorítica a granítica; e uma série médio-K, contendo hornblenda-biotita gnaisses de composição tonalítica.

As duas séries apresentaram idades de cristalização paleoproterozóica, relacionadas ao Evento Transamazônico, sendo a série de alto-K mais antiga ($2308 \pm 9,2$ Ma a 2185 ± 8 Ma) do que a série de médio-K (2169 ± 3 Ma a 2136 ± 14 Ma), conforme apresentado na Figura 8.1, e provavelmente composta por diversas suítes distintas geoquimicamente, porém cronocorrelatas, com exceção da representada pela amostra TR-MM-71A, mais precoce, cristalizada cerca de 100 Ma antes das demais.

Já a série médio-K registra idade de cristalização mais nova, e provavelmente é composta de uma única suíte tonalítica, em menor expressão, e de posicionamento espacial definido, concentrada principalmente no limite NW do Terreno Paraíba do Sul com o Terreno Ocidental, na região de Barra do Piraí (RJ). Apesar das relações de contato serem de difícil caracterização no campo, pode-se considerar, a partir dos registros geocronológicos, que os ortognaisses de alto-K foram por eles intrudidos, caracterizando um pulso magmático tardio. O afloramento LE-CM-12, representante da série de médio-K apresenta enclaves gnáissicos que podem constituir xenólitos incorporados da série de alto-K. Este pulso magmático tardio também se caracteriza por uma concentração maior de grãos arqueanos herdados.

As idades mínimas de 2846 Ma e 2981 (VAS-786B) de Valladares (1996), intercepto superior de 3055 ± 11 Ma (BP-I-40), e idades mínimas de 2946 ± 18 Ma (BP-IV-53), e 3388 ± 16 Ma (TR-MM-71A), da atual tese, revelam a pré-existência de crosta arqueana como área fonte para parte dos gnaisses investigados.

Valladares *et al.*(2002) interpretaram a série alto-K (idade modelo $T_{DM} = 2,2$ Ga) como produto de crosta juvenil paleoproterozóica, enquanto a série médio-K (idade modelo $T_{DM} = 3,2$ Ga) resultaria de fusão de crosta arqueana durante mesmo evento que gerou crosta juvenil, também no Paleoproterozóico.

Outras unidades pertencentes ao Terreno Ocidental também registraram idades de crosta arqueana retrabalhada: Söllner *et al.* (1991) obteve a idade U/Pb convencional de 3130 ± 8 Ma para gnaisses bandados do Complexo Barbacena; Figueiredo & Teixeira (1996) afirmaram que os ortognaisses do Complexo Mantiqueira são formados, em sua maioria, por crosta arqueana superior retrabalhada durante a orogenia Paleoproterozóica (isócronas Rb/Sr entre 2,2 e 2,1 Ga), confirmado pelas idades T_{DM} (3,02 e 3,26 Ga) de Fischel *et al.* (1998); Silva *et al.* (2005) obtiveram idades de cristalização U/Pb (SHRIMP) de cerca de 3,0 Ga para o Complexo Juiz de Fora, distintas das idades paleoproterozóicas até então citadas na literatura (Machado *et al.*, 1996; Söllner *et al.*, 1991).

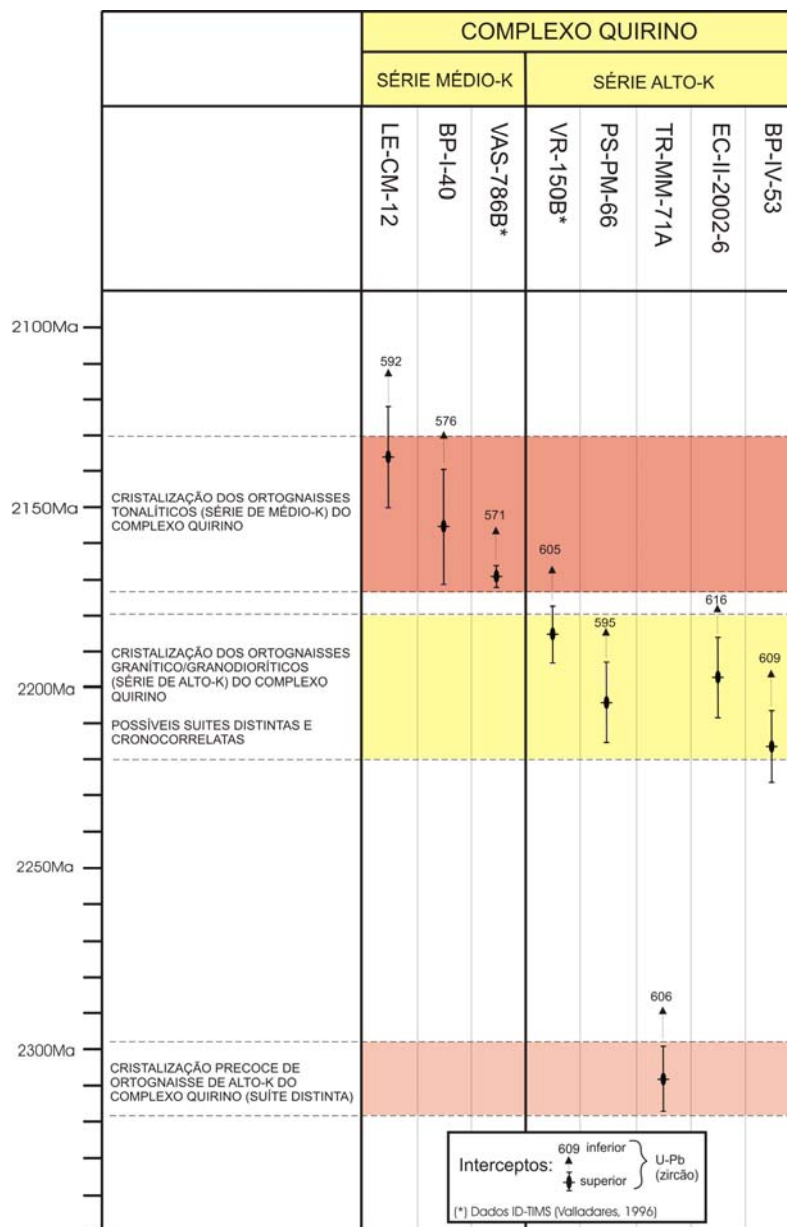


Figura 8.1 – Compilação das idades U-Pb paleoproterozóicas obtidas, nesta tese e por Valladares (2006), para os ortognaisses do Complexo Quirino.

8.1.1 – Correlações referentes ao metamorfismo regional

Com base nas idades de intercepto inferior e em alguns grãos de idades concordantes, obtidos nesta tese e nos trabalhos de Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996), foram caracterizados três intervalos, possivelmente relacionados a eventos metamórficos distintos (atribuídos à Orogênese Brasileira) registrados nos ortognaisses do Complexo Quirino, e nas rochas oriundas de episódios magmáticos neoproterozoicos (Figura 8.2): intervalo 1 (645-605 Ma), intervalo 2 (605-570 Ma) e intervalo 3 (540-520 Ma). Especificamente, no intervalo 1, apesar dos registros ocorrerem entre 645 e 605 Ma, a grande concentração dos dados representam idades entre 620-605 Ma.

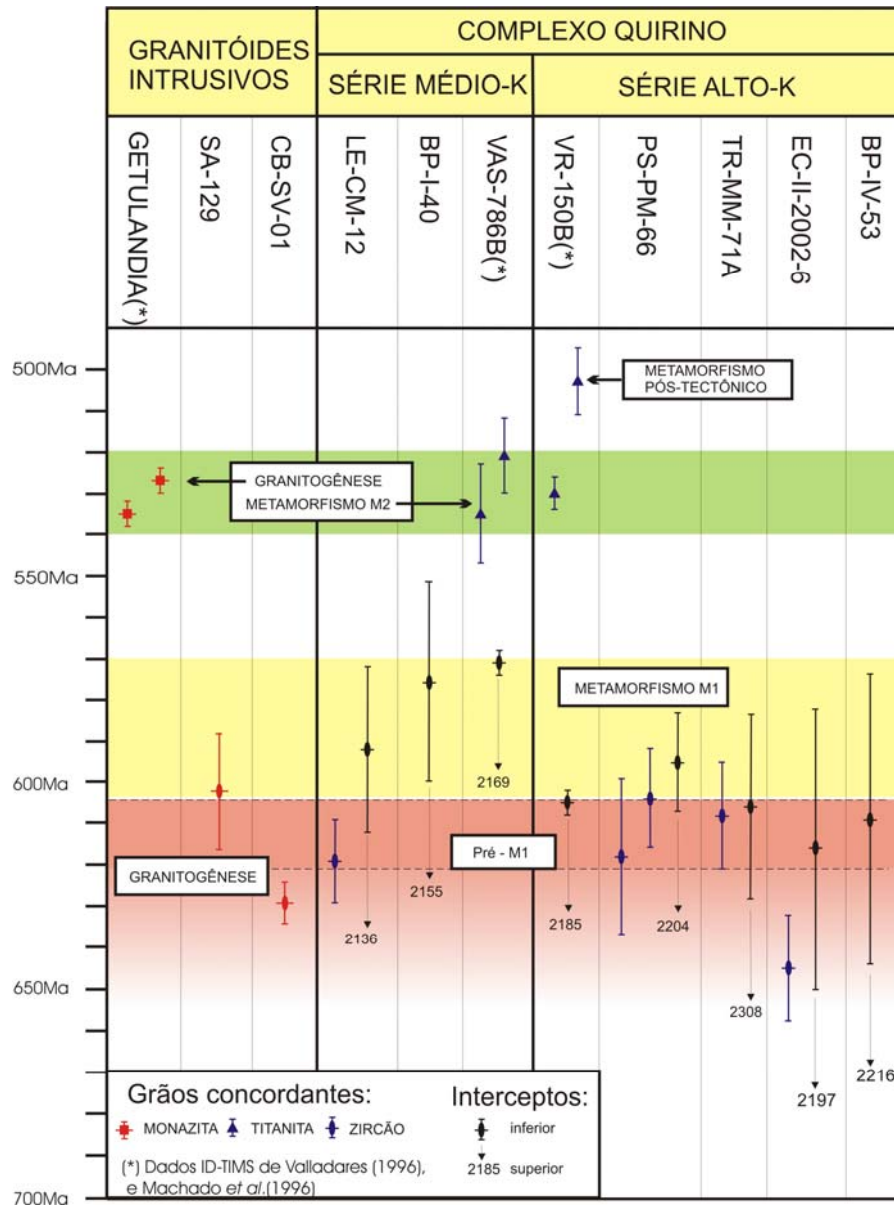


Figura 8.2 – Compilação das idades U-Pb neoproterozóicas obtidas, nesta tese e por Valladares (2006), para os ortognaisses do Complexo Quirino e Granitóides.

Uma tentativa de correlacionar as novas idades de metamorfismo com os intervalos de Heilbron & Machado (2003) mostrou, em parte, valores contemporâneos entre os eventos metamórficos registrados no contexto do Orógeno Ribeira, e os valores obtidos na atual tese para o Terreno Paraíba do Sul.

Heilbron & Machado (2003) afirmaram que a fase de acreção do Terreno Oriental à margem São Franciscana (Terreno Ocidental) corresponde a um intervalo entre 590 e 550 Ma, registrado no Terreno Ocidental pelo metamorfismo M1 (Heilbron, 1993) e deformações (D1+D2) com empurrões para NW. Um segundo evento, retrometamórfico (M2, Heilbron, 1993), está associado a dobramentos e zonas de cisalhamento subverticais (D3) ocorrido entre 540 e 520 Ma. Ainda segundo estes autores, eventos metamórficos anteriores, no intervalo 630 - 605 Ma, estariam relacionados às fases iniciais de colisão arco/continente, registrados em alguns domínios do Terreno Ocidental. Heilbron *et al.* (2008) já consideram um evento colisional entre 605 Ma e 580 Ma como sendo episódio responsável pelo metamorfismo principal registrado nos terrenos Paraíba do Sul e Embu.

Logo, é coerente afirmar que os dados aqui obtidos condizem, em parte, com os intervalos regionais da literatura, visto que os intervalos 2 e 3 estabelecidos encontram similaridade com os eventos metamórficos M1 e M2 (respectivamente) apresentados em Heilbron & Machado (2003) e já definidos em Machado *et al.* 1996, enquanto que o intervalo 1 registrou idades mais precoces do que os estabelecidos por estes autores. Nesta tese, este episódio metamórfico é denominado pré-M1.

As idades mais precoces até então obtidas para este segmento do Orógeno Ribeira foram reportadas por Machado *et al.* (1996). Os dados referem-se a idade de um zircão concordante com 604 ± 3 Ma que, associado a outros cinco sobrecrescimentos, definiram uma discórdia com intercepto inferior a 605 ± 3 (VR-150B) para o então chamado “Domínio” Paraíba do Sul, e às idades mínimas de 619 e 628 Ma em zircões discordantes. Estes zircões datados pertencem a uma amostra do Complexo Quirino, mais especificamente da série alto-K, coletada na pedreira de Pouso Seco (Volta Redonda), e reutilizada nesta tese, demonstrando a grande frequência deste intervalo metamórfico (pré-M1) para o Terreno Paraíba do Sul.

No caso do Orógeno Brasília (a SW do Cráton de São Francisco), o fechamento do oceano Goianides, resultou em idades de metamorfismo cronocorrelacionáveis às idades de metamorfismo mais antigas obtidas para o Terreno Paraíba do Sul.

Dados geocronológicos referentes à zona de interferência ao sul do Orógeno Brasília, evidenciaram que um metamorfismo de alta temperatura foi o principal formador de rochas no interior da *Nappe* Socorro-Guaxupé, em 625 ± 5 Ma (Basei *et al.*, 1995; Janasi, 1999; Vlach & Gualda, 2000). Valeriano *et al.* (2004) em estudos U-Pb (zircão, monazita e rutilo) atribuíram tanto para a cristalização do granito sintectônico na *Nappe* de Araxá quanto para a fusão parcial na *Nappe* de Passos (637 ± 1 Ma e 631 ± 4 Ma respectivamente), como sendo o pico do evento metamórfico principal, enquanto que as idades mais jovens em monazitas (606 ± 2 Ma e 604 ± 7 Ma) foram atribuídas a processos de retrometamorfismo durante a exumação da *Nappe* de Passos.

A Figura 8.3 produzida por Trouw *et al.* (2000), mostra uma interpretação para o Sistema de Orógenos Brasileiros, diacrônicos, no entorno da porção sul do Cráton de São Francisco. Nota-se que entre 630 Ma e 600 Ma, bem ao sul do Orógeno Brasília, ocorre uma vergência tectônica para leste, que posteriormente (590 - 550 Ma) foi superimposta pela colisão do Terreno Oriental por sobre o Cráton de São Francisco a oeste, em consequência do fechamento do Oceano Adamastor. A história tectônica do Terreno Paraíba do Sul está relacionada a essas superimposições.

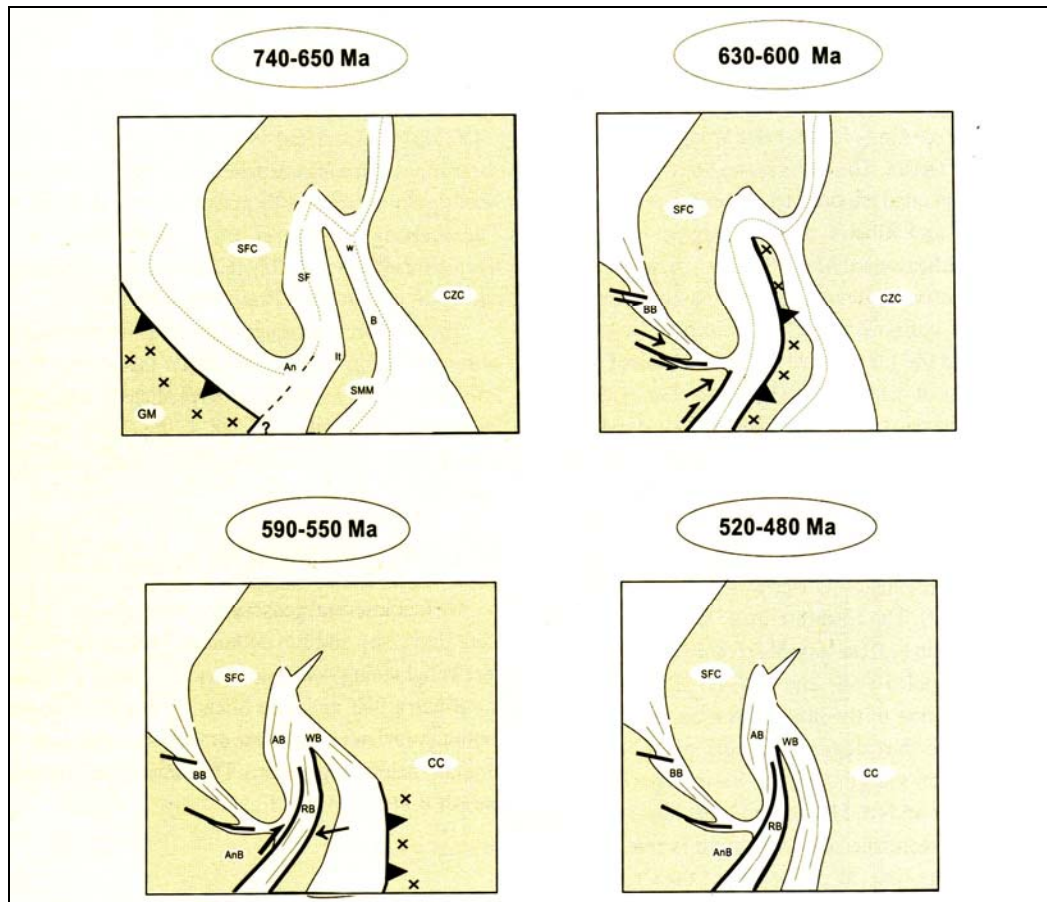


Figura 8.3 – Cartoon interpretativo para a evolução da Colagem Brasileira, (fonte: Trouw *et al.* 2000). Continentes: SFC – São Francisco; CC – Congo; SMM – Microplaca Serra do Mar (ou Terreno Oriental); Bacias: A – Andrelândia, It – Italva, SF – São Francisco, W – Oeste Congo, B – Búzios; Orógenos Brasileiros: BB – Brasília, RB – Ribeira, AB – Araçuaí, e WB – Oeste Congo. X – arco magmático. Setas indicam a vergência tectônica. TPS: Terreno Paraíba do Sul.

Uma outra hipótese que estaria coerente com a maior proporção de idades de metamorfismo ditas como “pré-M1” para o Terreno Paraíba do Sul, seria de que este terreno comporia um fragmento de crosta continental, similar ao banco de Yamato existente no mar do Japão (Debelmas & Masgale, 2002), Figura 8.4. Um evento de acreção do Terreno Paraíba do Sul com o Terreno Oriental, anterior à colisão com o Cráton de São Francisco, poderia ter produzido esse metamorfismo mais precoce, concomitante a eventos magmáticos (Figura 8.5). Tupinambá (com. verbal) também obteve idades, ainda não publicadas, de corpos graníticos para os terrenos a NW da Zona de Sutura (CTB) de Almeida *et al.* (1998), coerentes com o período pré-M1 aqui estabelecido.

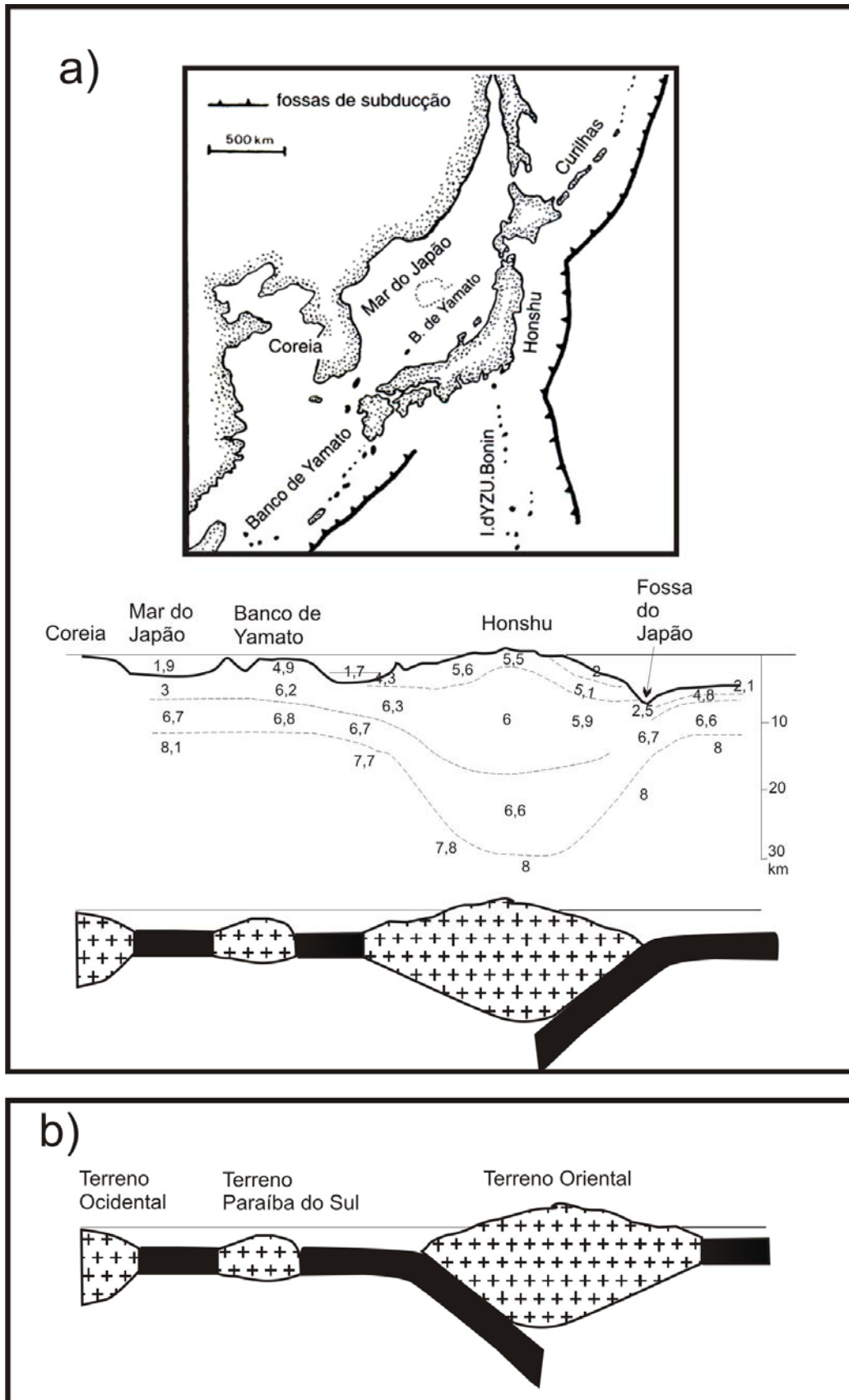


Figura 8.4 – a) Mar do Japão, fragmento de crosta continental representado pelo Banco de Yamato, mapa e seções (anomalias geofísicas e seção esquemática); b) Seção esquemática comparativa com a possibilidade do Terreno Paraíba do Sul ter sido um fragmento continental similar ao banco de Yamato.

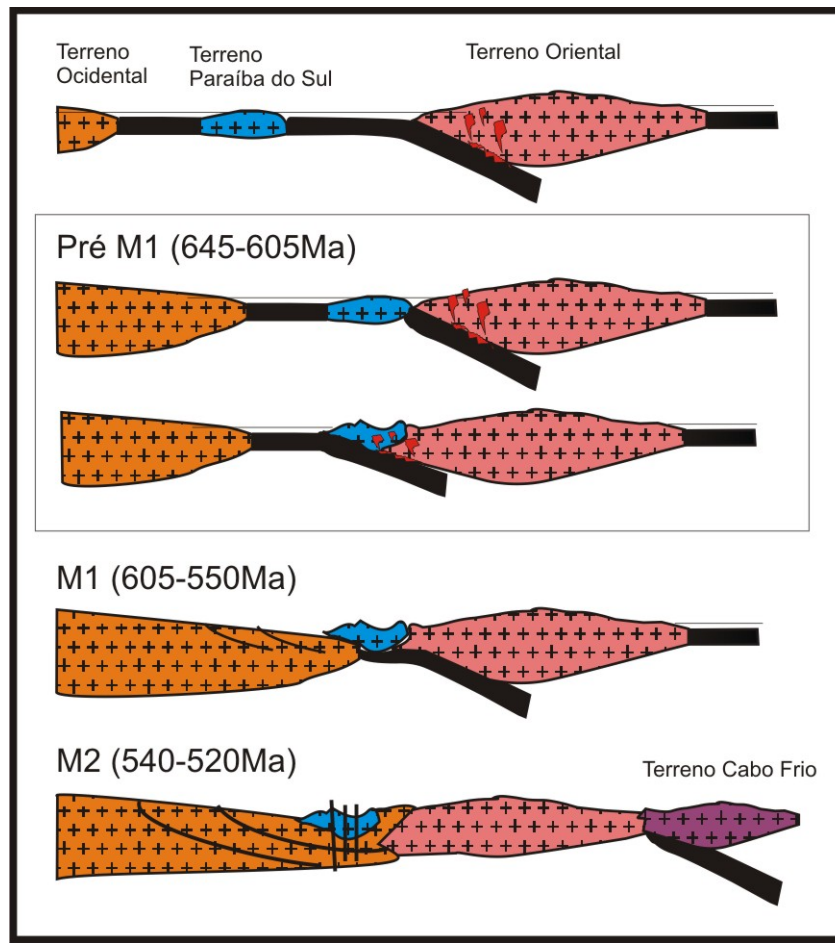


Figura 8.5 – Cartoon esquemático mostrando a possibilidade de um evento de acreção do Terreno Paraíba do Sul com o Terreno Oriental, anterior à colisão com o Cráton de São Francisco, resultando em idades mais precoces de metamorfismo.

8.1.2 – Comparações com o Terreno Embu e Curitiba

Geograficamente, os terrenos Embu e Curitiba sugerem uma continuação para sudoeste do Terreno Paraíba do Sul, no contexto da porção central da Província Mantiqueira, visto que ambos apresentam um *trend* NE-SW, segundo o mesmo *strike*, limitados por zonas de cisalhamento oblíquas e de caráter dextral.

Para o Terreno Embu são reconhecidas algumas semelhanças com o Terreno Paraíba do Sul quanto ao seu embasamento, caracterizado por Fernandes (1991) como Complexo Capivari. Trata-se de ortognaisses paleoproterozóicos (2,0 Ga; Babinski *et al.*, 2001) de composição granítica a tonalítica, com anfibolitos métricos a decimétricos. As associações metassedimentares constituídas de uma variedade litológica de micaxistos, quartzitos, clasto-química, gnaisses peraluminosos e mármore restritos, ainda apresentam idade desconhecida.

O Terreno Embu diferencia-se principalmente quanto a um evento metamórfico e magmático precoce, desconhecido nos terrenos adjacentes, com

idades na ordem de 790 Ma (Vlach, 2001; Cordani *et al.*, 2002), cujas condições geodinâmicas ainda são controversas; e magmatismo a 680 Ma (Janasi, 2003). Porém, magmatismo sin-orogênicos (610 Ma e 590 Ma); e granitos mais jovens (540 Ma) estudados por diversos autores (Gimenez Filho *et al.*, 2000; Prazeres Filho, 2000; Janasi, 2001, Janasi *et al.*, 2001; Filipov & Janasi, 2001), encontram-se totalmente enquadrados aos valores encontrados para os eventos metamórficos e magmáticos no Terreno Paraíba do Sul.

Já o Terreno Curitiba, é composto de um ortogneisse migmatítico bandado, rico em anfibólio, de idade paleoproterozóica de 2.1 Ga (Siga Jr. *et al.*, 1995; Basei *et al.*, 2000, 2003) e intensa deformação durante o Neoproterozóico com idade de colisão por sobre a micro-placa Luis Alves estimada em 600 Ma, baseado em idades de granitóides intrusivos pós-colisionais (595 Ma) e granitóide cálcio-alcálico tipo-I deformado (615 Ma) (Basei *et al.*, 2000). No entanto, a vergência tectônica deste terreno encontra-se para SE. As sucessões metassedimentares foram depositadas em um ambiente de margem passiva, caracterizados por uma seqüência de baixo grau metamórfico formado por metacarbonatos, metapelitos e metaarenitos, e uma mais metamorfisada de biotita xistos, quartzitos, mármore e anfibolitos (Faleiros & Campanha, 2005).

Para ambos os terrenos, percebe-se uma variedade de tipos sedimentares similares aos encontrados na cobertura do Terreno Paraíba do Sul. Ainda que os dados geocronológicos sejam escassos, principalmente para a Cobertura do Terreno Embu, e que hajam setores de menor grau metamórfico no Terreno Curitiba, as variedades de biotita gnaisses/xistos, quartzitos impuros, clasto-químicos e mármore, existentes nos três terrenos convergem para uma correlação entre as histórias evolutivas destas bacias.

A Tabela 8.1 mostra um quadro comparativo entre estes terrenos, indicando as semelhanças e diferenças quanto as suas respectivas litologias do embasamento e cobertura, granitogênese e metamorfismo, bem como o resumo de alguns dados geocronológicos disponibilizados na literatura e já citados nesta tese.

Tabela 8.1 – Quadro comparativo entre os terrenos Paraíba do Sul, Embu, e Curitiba

	Embasamento	Cobertura pós 1.8 Ga	Granitogênese Neoproterozóica	Metamorfismo
NE				
Terreno Paraíba do Sul	<p><u>Complexo Quirino:</u> Ortognaisse paleoproterozóico (2,17-2,31 Ga), granítico a tonalítico, com enclaves anfíbolíticos. Herança arqueana. Idades Sm-Nd arqueana e paleoproterozóica.</p>	<p>Grupo Paraíba do Sul: Composta de duas unidades intercaladas: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita biotita gnaisses pelíticos. Lentes de cálcio-silicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuro ocorrem principalmente nos gnaisses pelíticos.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Granitóide cálcio-alcálico tipo-I (627 Ma) - <i>Sill</i> injetado (602 Ma) - Granito cálcio-alcálico a álcali-cálcico tipo I. Tardi a Pós-tectônico (527 Ma e 535 Ma) 	<p><u>Complexo Quirino:</u> Facies anfíbolito alto grau com ocorrência localizada de facies granulito. Três intervalos caracterizados nesta tese: pré-M1 (645-605Ma); M1 (605-570 Ma); e M2 (540-520 Ma).</p>
Terreno Embu	<p><u>Complexo Rio Capivari:</u> Ortognaisse paleoproterozóico (2,0 Ga), granítico a tonalítico, com anfíbolitos métricos a decimétricos. Herança arqueana.</p>	<p>Carente de dados geocronológicos <u>Unidade Rio Una:</u> micaxistos e quartzitos impuros; <u>Unidade Rio Paraibuna:</u> clasto-química com abundantes quartzitos, calcissilicáticas, intercalações bt-gnaisse fino e anfíbolitos; <u>Unidade Redenção da Serra:</u> Gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos, anfíbolitos, gnaisses cálcio-silicáticos, mármore restritos.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Ortognaises a ca. 790 Ma. - Magmatismo a ca. 680 Ma - Magmatismos sin-orogênicos (610 Ma e 590 Ma); - Granitos mais jovens (540 Ma). 	<p><u>Metapelitos:</u> Rb/Sr ca. 750Ma, facies anfíbolito com ocorrências de facies xisto verde. <u>Complexo Capivari:</u> Facies anfíbolito alto grau. paleossoma com grãos neoproterozóicos (614Ma e 575Ma); neossoma com grão 516 Ma.</p>
Terreno Curitiba	<p><u>Complexo Atuba:</u> Ortognaisse paleoproterozóico, migmatítico bandado rico em anfíbolio, com núcleos em facies granulito (2,1 Ga). Idades Sm-Nd predominantemente arqueanas.</p>	<p>Ambiente de margem passiva, caracterizado por: 1) seqüência de baixo grau formado por metacarbonatos, metapelitos e metaarenitos; e 2) seqüência metamorfisada de biotita xistos, quartzitos, mármore e anfíbolitos.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Granitóide cálcio-alcálico tipo-I deformado (615 Ma) - Granitóides intrusivos pós-colisionais (595 Ma) 	<p>Facies anfíbolito alto grau, ocorrências de granulito. Colisão a ca. 600Ma gerando deformação e migmatização.</p>
SW				

8.2 – Evolução Geológica do Terreno Paraíba do Sul

8.2.1 - Do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico

As unidades do embasamento inseridas nos diversos terrenos tectônico-estratigráficos do Orógeno Ribeira são, em grande parte semelhantes às unidades pertencentes ao Cráton de São Francisco adjacente. Tais remanescentes paleoproterozóicos constituem fragmentos de distintos orógenos entre 2,2 e 1,9 Ga (sistemas de orógenos Transamazônicos) diferenciados por Delgado *et al.* (in: Bizzi *et al.*, 2003) em dois estágios: a) Transamazônico I (precoce), entre 2,2 e 2,1 Ga, caracterizado por acreção juvenil com abundante plutonismo TTG e potássicas de arcos continentais transicionais; e b) Transamazônico II (tardio), entre 2,0 e 1,9 Ga.

Especificamente no Terreno Paraíba do Sul, o embasamento paleoproterozóico (Complexo Quirino) pode se integrar aos remanescentes pertencentes do Transamazônico I, porém não apresentando o plutonismo do tipo TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos).

Um arco magmático gerou plútons de composição granodiorítica/granítica de alto-K entre 2,30 e 2,19 Ga por acreção de crosta juvenil. Tais plútons compuseram algumas suítes independentes, sendo algumas sugeridas neste trabalho (possivelmente até quatro, pertencentes à série alto-K) ao longo de cerca de 100 Ma, inclusive com uma idade mais precoce ($2308 \pm 9,2$ Ma) do que o intervalo sugerido por Delgado *et al.* (2003) para o Transamazônico I. Posteriormente, processos magmáticos de médio-K, em menor expressão, produziram plútons de composição tonalítica entre 2,17 e 2,14 Ga, por fusão de crosta arqueana durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil (Valladares *et al.*, 2002). Os protólitos desta série provavelmente estiveram envolvidos em processos evolutivos associados à assimilação apresentando, ainda, maior concentração de zircões arqueanos herdados.

Posteriormente à implantação do arco magmático que gerou as rochas do Complexo Quirino estabeleceu-se a paleo-bacia Paraíba do Sul, sendo depositados sedimentos pelíticos, psamíticos e carbonáticos, com idade de deposição máxima obtida nesta tese a 1951 Ma (zircão concordante mais jovem).

Os metassedimentos investigados são provenientes da erosão de rochas paleoproterozóicas (com maior concentração entre 1,9 Ga e 2,1 Ga), em parte oriundas do próprio embasamento, juntamente com contribuições de fontes

arqueanas, que também podem ter sido depositadas nas paleobacias do Terreno Ocidental.

Embora os sobrecrescimentos nos zircões detríticos pertencentes aos quartzitos do Grupo Paraíba do Sul não tivessem apresentado espessura mínima para que pudessem ser datados pelo método LA-ICPMS, considera-se como melhor estimativa para o fechamento da Bacia Paraíba do Sul, durante a Orogenia Brasileira, a idade mais antiga de metamorfismo do seu embasamento. Neste trabalho, adotou-se a idade concordante de 645 ± 13 Ma (amostra EC-II-2002-6) como idade de fechamento da bacia, podendo chegar a 665 Ma se considerarmos as diversas idades menos concordantes obtidas.

Consequentemente, o intervalo de tempo para a implantação da Bacia Paraíba do Sul se estenderia em algum período entre o final da Orogenia Transamazônica e o início da Orogenia Brasileira (1,95 – 0,65 Ga). Nenhuma indicação de evento termal durante este intervalo foi encontrada para o Terreno Paraíba do sul.

8.2.2 - Influência da Orogênese Brasileira no Terreno Paraíba do Sul

A história neoproterozóica do Terreno Paraíba do Sul está relacionada à sua evolução no contexto do Orógeno Ribeira, baseada num modelo de amalgamação polifásica com episódios de magmatismos de arco intra-oceânico e cordilheirano a 790 e 630-610 Ma, sucedidas por uma seqüência de colisão de arcos e pequenas placas a cerca de 630, 600, 580 e 530 Ma (Heilbron *et al*, 2008).

O primeiro pulso metamórfico registrado para o Terreno Paraíba do Sul, a partir de datações U/Pb em bordas de zircões e interceptos inferiores de ortognaisses do Complexo Quirino, definiu um intervalo entre 645-605 Ma (evento pré-M1), com maior concentração de idades entre 620-605 Ma, que provavelmente está relacionado ao fechamento da bacia homônima. Neste intervalo também foi constatado a cristalização de plútons restritos, de composição granítica cálcio-alcalina (amostra CB-SV-01).

As seguintes hipóteses podem ser testadas com bases nessas idades:

- 1) Tal intervalo de tempo estaria relacionado aos episódios colisionais registrados no sul do Orógeno Brasília, que sucedeu anteriormente ao fechamento do Oceano Adamastor, e que a superimposição de eventos tectônicos poderia ter posicionado o Terreno Paraíba do Sul como um terreno

exótico sob a forma de *Klippe*, sendo também influenciado pelo Orógeno Ribeira.

2) O Terreno Paraíba do Sul comporia um fragmento de crosta continental entre o Arco Rio Negro e o Cráton de São Francisco. Neste caso, um evento de acreção deste terreno ao arco, anterior à colisão com o Cráton de São Francisco, resultaria nas idades de metamorfismo mais precoce.

Alguns autores sugerem que idades de metamorfismo anteriores a 605 Ma, registradas em domínios do Terreno Ocidental, já poderiam ser correlacionadas às fases iniciais de colisão arco/continente (Heilbron & Machado, 2003).

O segundo pulso metamórfico (também registrado em interceptos inferiores e bordos de grãos de ortognaisses do Complexo Quirino) definiu um intervalo entre 605 e 570 Ma. Este intervalo corresponde ao pico metamórfico regional M1 de Heilbron (1993), a partir dos empurrões que imbricaram os diversos terrenos tectono-estratigráficos para NW gerando deformações D1+D2. As injeções graníticas leucocráticas (amostra SA-129) datam do início desse período (602 ± 14 Ma).

O terceiro pulso metamórfico, obtido tanto em titanitas concordantes (Machado *et al.*, 1996) quanto em bordos de alguns zircões discordantes de ortognaisse do Complexo Quirino, definiu um intervalo entre 540-520 Ma, correlacionável ao pulso metamórfico regional M2, associado a dobramentos D3 e zonas de cisalhamentos subverticais (Heilbron, 1993), como observado no ponto BP-I-40. Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996) identificaram uma cristalização tardi-tectônica a pós-tectônica do granito Getulândia, tipo I (527±3 Ma e 535 ± 3Ma) concomitante a processos de anatexia em rochas do embasamento (530 ± 4 Ma).

Por fim, a idade de 503 ± 8 Ma (Valladares, 1996) em titanita do ortognaisse granítico do embasamento é a mais nova obtida, refletindo a diminuição da atividade metamórfica. Apesar do último evento de colisão regional do Orógeno Ribeira apresentar um intervalo entre 530 Ma e 510 Ma, relacionado à acreção do Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental (Schmitt *et al.*, 2004), é bastante preliminar afirmar que este fato possa ter influenciado significativamente as idades metamórficas mais jovens registradas no Terreno Paraíba do Sul.

A Tabela 8.2 apresenta um quadro esquemático com o resumo de todas as informações pertinentes à evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul.

Tabela 8.2 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PARA O TERRENO PARAÍBA DO SUL PROPOSTA NESTE TRABALHO

Coluna geológica		Idade	Bacia	Magmatismo	Metamorfismo	Herança	Evento / Interpretação	
CAMBRIANO	505 Ma	503 Ma			Titanita pálida em gnaiss granítico do Complexo Quirino (Valladares, 1996).		Fim das atividades metamórficas e deformacionais durante a Orogenia Brasileira para o Terreno Paraíba do Sul	
			540 - 520 Ma	Cristalização do granito calcio-alcálico a álcali-cálcico tipo I. Tardi a Pós-tectônico Getulândia e Fortaleza: idades U-Pb concordantes em Monazitas: 528±1 Ma e 535±1 Ma (Valladares, 1996).	Bordo de zircão zonado #43 (518 ± 25 Ma) e ponta de prisma (grão #36, 531 ± 40 Ma) da amostra BP-I-40. Fusão parcial dos ortognaisses do Complexo Quirino: titanitas em leucossomas a 521 e 530 Ma (Valladares, 1996).	Segundo pulso metamórfico regional (M2) relacionado à deformação D3+D4. Metamorfismo das unidades sedimentares e das rochas do embasamento atingindo temperaturas de anatexia.		
	570 Ma							
PROTEROZÓICO	Neoproterozóico	Orogênese Brasileira	605 - 570 Ma	Injeção do veio félsico SA-129: 602±14 Ma.	Todos os interceptos inferiores da série de médio-K (amostra VAS-786B, 571 ± 3Ma; BP-I-40, 576 ± 23 ma; e LE-CM-12B, 592 ± 20 Ma), e em um intercepto inferior da série alto-K da (amostra PS-PM-66, 595 ± 12 Ma); diversos bordos de grãos (zonados ou não) e pontas de prismas dos zircões selecionados (com exceção das amostras BP-IV-53A, TR-MM71A, e VAS-786B).		Pico metamórfico (M1) atingindo anatexia relacionado à deformação regional D1+D2. Metamorfismo das unidades sedimentares e das rochas do embasamento	
			645 - 605 Ma	Cristalização do granitóide CB-SV-01 cálcio-alcálico tipo-I: idade concordante a 627±5,3 Ma	Todas as amostras estudadas, com exceção das amostras VAS-786B e BP-I-40. Nele inserem-se as idades concordantes de 645 ± 13 Ma (amostra EC-II-2002-6, grãos #3 e #33, MSWD = 0,84); 617,8 ± 19 Ma (amostra PS-PM-66, grãos #11 e #12, MSWD = 1,14); e 619,2 ± 9,9 Ma (amostra LE-CM-12, grãos #9, #13, e #26, MSWD = 0,115); interceptos inferiores das amostras BP-IV-53A (609 ± 35 Ma), EC-II-2002-6 (616 ± 34 Ma), TR-MM-71A (606 ± 22 Ma) e VR-150B (605 ± 3 Ma).		Idades mais antigas (pré-M1) que o pico metamórfico regional. Melhor estimativa para o fechamento da Bacia Paraíba do Sul. Metamorfismo das unidades sedimentares. Remobilização das rochas do embasamento. Plutonismo restrito.	
	Meso proterozóico						650 Ma ??? Intervalo onde se localiza o período de sedimentação da Bacia Paraíba do Sul com erosão de rochas paleoproterozóicas e arqueanas. 1,6 Ga. ???	
	1,6 Ga	Orogênese Transamazônica	1951 Ma	Zircão detrítico mais novo.				Melhor estimativa para idade máxima de sedimentação da Bacia Paraíba do Sul
	Paleoproterozóico		2,14 - 2,17 Ga		Cristalização dos ortognaisses do Complexo Quirino. Interceptos superiores de discórdias de zircões. Série médio-K do CQ			Geração de corpos granitóides cálcio-alcálicos em eventos relacionados à Orogênese Transamazônica. Implantação das rochas do embasamento do Terreno Paraíba do Sul definidas como Complexo Quirino
			2,18 - 2,31 Ga		Cristalização dos ortognaisses do Complexo Quirino. Interceptos superiores de discórdias de zircões. Série alto-K do CQ			
2,5 Ga								
Arqueano						Idades mínimas em zircões dos ortognaisses CQ entre 2,8-3,4 Ga Intercepto superior de zircões dos ortognaisses da série médio-K (CQ) a 3055 Ma	Herança de Pb da área fonte dos ortognaisses da série médio-K do Complexo Quirino	

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.*, 90: 29-58.
- ALLÉGRE, C.J. & MINSTER, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic process. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:1-25.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, *Anais 23 Congresso Brasileiro Geologia*, Salvador, p. 32-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento)*, 48:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Blücher, 378 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. Neves B.B. de B and FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M ; HEILBRON, M. and TROUW, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, in *Anais 39 Congresso Brasileiro Geologia*, Belo Horizonte, pp. 32.
- ANDREIS R.R., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P. 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Sudeste 1*, Rio de Janeiro, Boletim, 97-98.
- ÁVILA, C. A. 1992. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas pré-cambrianas (unidade metadiorítica Itutinga e unidade metatrandjemítica Camburú) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, IG-UFRJ, *Dissertação de Mestrado*, 268 p.
- BABINSKI, M. 1988. Metodologia Isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, São Paulo. Master Thesis, IPEN/USP, 101p.
- BABINSKI, M., TASSINARI, C.C.G., NUTMAN, A.P., SATO, K., MARTINS, P.O.R. and IVER, S.S., 2001. U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embú Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: indications for ~1.4-1.3 Ga Pb-Pb and Rb-Sr "isochron" ages of no geological meaning. In: *Actas of the 3º Simposio Sudamericano de Geologia Isotópica*, pp. 91-93.

- BARBOSA, O. 1954. Evolution du geossinclinal Espinhaço. Comptes. Rendus., section XIII, 19e session: 1-37. *Inter. Geol. Congr.*, 1952, Argélia.
- BARKER, A.J. 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, London, 170p.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., SATO, K. and SPROESSER, W.M., 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67: 221-237.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., MASQUELIN, O.M., REIS NETO, J.M. and PPRECIOZZI, P., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A. (Editors). *Tectonic Evolution of South America.*, pp. 311-334.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., KAULFUSS, G.A., CORDEIRO, H., NUTMAN, A., SATO, K., CURY, L.F., PRAZERES FILHO, H.J., PASSARELLI, C.R., HARARA, O.M., REIS NETO, J.M. and Weber, W., 2003. Geochronological and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil. In: Short Papers of the IV *South American Symposium on Isotope Geology*, Sociedade Brasileira de Geologia, 2: pp. 501-504.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, pp 44-55.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília. 692p.
- BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.63-114. Elsevier, Amsterdam.
- BRITO NEVES B.B.; WINGE, M.; CARNEIRO, M.A. 1996. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletim IG-USP*, 27:1-40.
- BRANDALISE, L.A. 1991. Folha Barbacena, SF. 23-X-C-III, 1:100.000, Estado de Minas Gerais, Progr. Levantamentos Geológicos Básicos. Brasília, DNPM/CPRM, 162p.
- CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan-African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Editores). *Tectonic Evolution of South America*, 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, 1990. Anais... SBG, 6:2631-2648.

- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American earth Sciences*. 8 (2): 143-162.
- CLARKE, D. 1993. Newpet for DOS. Version 7.10. Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research.
- COCHERIE, A. & ROBERT, M. 2008., Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: A review of recent advances. International Association for Gondwana Research, 12p.
- CORDANI U.G., DELHAL L., Ledente O. 1973. Orogêneses Superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências.*, 3(1):1-22
- CORDANI, U.G., COUTINHO, J.M.V.; NUTMAN, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 903-910.
- COX, K.G.; BELL, J.D. e PANKHURST, R.T. 1979. *The interpretation of the igneous rocks*. Univ. Chicago Press. 450p.
- CULLERS, R.L.; YEH, L.T.; CHAUDHURY, S.; C.V. 1974. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from NW marine. *Geochim. Cosmchim. Acta*, 38: 389-400.
- DEBELMAS, J. & MASGLE, G. 2002. As grandes estruturas geológicas. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 389p.
- DELGADO, I.M.; DALTON DE SOUZA, J.; SILVA, L.C.; SIQUEIRA FILHO, N.C.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIN, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTA, M.M.; HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; Vidotti, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 2003. 692p.
- DELHAL et al., 1969. Ages Pb/U; Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitique du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais). *An. Soc. Geol. Belg.* 92: 271-283.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 53:189-202.
- DUARTE B. P. 1998. Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica. Inst.de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, *Tese de Doutorado* 284pp. Inédita.

- DUARTE, B.P. & VALENTE, S. C. 1999. Modelamento Petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, e Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Porto Seguro, BA, 1999. Boletim de Resumos Expandidos, SBGq, p. 488-491.
- DUARTE B. P., FIGUEIREDO M.C.H.; CAMPOS NETO M., HEILBRON M. 1997. Geochemistry of the Granulite Facies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1): 67-82.
- DUARTE B.P., HEILBRON M., CAMPOS NETO M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt., *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 358-362.
- DUARTE, B.P.; VALENTE, S.C.; & HEILBRON, M. 2001a. Petrology of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Western Terrane of the central segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt, Brazil. In: European Union of Geosciences. *Journal of Conference Abstracts, Cambridge Publications*, Strasbourg, France. p. 567.
- DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S.; VALENTE, S.C.; HEILBRON, M. 2001. Embasamento Arqueano a Eoproterozóico do Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8, e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 1, Curitiba, PR, Outubro, 2001. CD-ROM de Resumos Expandidos, SBGq, registro 79 (5p.).
- DUARTE B.P., VALENTE, S.C., CAMPOS NETO, M.C. 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African orogeny. *Gondwana Research*, 7:437-450.
- DUARTE, B.P. & VALENTE, S. C. 1999. Modelamento Petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, e Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Porto Seguro, BA, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*, SBGq, p. 488-491.
- DUNSTAN, L.P., GRAMCH, J.W., BARNES, I.L.; PURDY, W.C.. 1980. *Journal Research Natl. Bur. Stand.*, 1980, 85, 1-10.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, p. 62-81, Rio de Janeiro.
- EBERT H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- EBERT H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40:215-229.

- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides.
- EIRALDO SILVA, L.G. 2006. A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil. FGEL-UERJ. *Tese de Doutorado*. 273 p.
- FAURE G. & MENSING, T.M. 2005. Isotopes: principles and applications. 3^o ed., John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. 897pp.
- FALEIROS, M.F. & CAMPANHA, G.A.C. 2005. Geometria e cinemática do Domínio Curitiba (Complexos Turvo-Cajati e Gnáissico-Migmatítico) na região do Alto Jacupiranguin, Cajati-SP. In: 10^o *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Curitiba, Boletim de Resumos, 428-431.
- FENG, R., MACHADO, N., LUDDEN, J., 1993. Lead geochronology of zircon by laserprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 3479-3486.
- FERNANDES, A.J., CAMPOS NETO, M.C. and FIGUEIREDO, M.C.H., 1990. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. *Anais do 36^o Congresso Brasileiro de Geologia*, 6: pp 2755-2763.
- FERNANDES, A.J., 1991. O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. *Dissertação de Mestrado*. Inst. Geociências USP.
- FIGUEIREDO M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos de terras raras. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 16:15-31.
- FIGUEIREDO M.C.H. & CAMPOS NETO M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Acad. Bras. Cienc.*, 65 (supl. 1):63-81.
- FIGUEIREDO M.C.H. & TEIXEIRA W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 223-246.
- FILIPPOV, M. & JANASI, V.A., 2001. The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: Petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 341-348.
- FISCHEL D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; COSTA, A.G.; ROSIERE C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abrecampo-Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14. Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 21-23.
- FONSECA, A.C. 1993. Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. *Tese de Doutorado, IG/USP*. 186p.

- FONSECA, A.C. 1994. Fragmento Tectônico Cabo Frio: aspectos de campo, petrografia e geoquímica. Anuário do Instituto de Geociência da UFRJ, 17, p.109-131.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z. C. G.; Campos, D. A.; TOSATO, P. 1979. Mapa e texto explicativo das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, na escala de 1:1.000.000 (SF23, SF24, e SG230). DNPM. Brasília.
- FONSECA, M.J.G.; HEILBRON, M.; CHRISPIM, S. 1984. Geologia Estrutural da Área de Cabo Frio e Armação de Búzios. In: *Cong. Bras. Geol.*,33, Rio de Janeiro, Anais... SBG, 5393-5407.
- FONSECA, M.J.C. 1989. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. Atas Simp. Geol. Sudeste,1, p.132-133.
- FRYER, B.J., JACKSON, S., LONGERICH, H., 1993. The application of laser ablation micropobre-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ (U)-Pb geochronology. *Chemical Geology* 109, 1-8.
- GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.A.; CAMPANHA, G.A.C; TEIXEIRA, W.; TREVISOLI JÚNIOR L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr Isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1-3): 45-50.
- GONÇALVES, M.L. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. Geoquímica dos Anfíbolitos de Santana do Garambéu (MG): Implicações sobre a Evolução do Grupo Andrelândia, *Geochimica Brasiliensis*, 6, 2, 127-140.
- GROSSI SAD, J. H. & BARBOSA, L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Contribuições à Petrologia e à Mineralogia, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985 p. 15-27.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19,p.67-81.
- HASUI, Y., 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano oeste da capital paulista. Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 6: 95-107.
- HEAMAN, L. & PARRISH, R., 1991. U-Pb geochronology of accessory Minerals. In: Heaman, L. & Ludden, J. N. (eds). Mineralogical Association of Canada. Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology. Toronto, 1991. 19 (3): 59-102.
- HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.
- HEILBRON, M.; CHRISPIM, S.J.; ALVES, R.P.; SIMÕES, L.S.A. 1982 Geologia do

Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 54 (3).

HEILBRON, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira. *Tese de Doutorado*, IG/USP. 268p. Inédita

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H; TUPINAMBÁ, M.. 1991. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste, 2*, São Paulo, 1991. Atas...São Paulo, SBG:SP, p. 519-527.

HEILBRON, M.; SANTOS, R.O.; VALLADARES, C.S. & VALERIANO, C.M. 1992. Geologia e litogeoquímica do Leucogranito Serra do Ipiranga. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 37*, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG/SP, p.375-376.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J.R. (1998). The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Segment of Paleoproterozoic Granulite Crust Thrusted During the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research*. South Africa, 1(3/4): 371-381.

HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., ALMEIDA J.C.H., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., DUARTE, B.P. 1998b. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil, In: Abstracts of the International Conference on PreCambrian and Craton Tectonics/ International Conference on Basement Tectonics, 14. Ouro Preto, Brasil, Extended Abstracts, 15-17.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; DUARTE, B.; PALERMO, N; SILVA, L. G. E.; RAGATKY, D.; NETO, A. M. 1999b. Revisão da Proposta de Compartimentação Tectônica e Modelo Evolutivo para o Segmento Central da Faixa Ribeira. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste, 6*, São Pedro-São Paulo, 1999. Boletim de Resumos...SBG/SP, p. 6.

HEILBRON M., Mohriak W. VALERIANO C.M., MILANI E., ALMEIDA J.C.H.; TUPINAMBÁ M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani & Mohriak (Editors) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, 354 p. America Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, V 115:1-34

HEILBRON, M.; DUARTE, B.; VALLADARES, NOGUEIRA, J.R.; TUPINAMBÁ, M.; C. EIRALDO SILVA, L.G. 2002. Síntese geológica regional do bloco oriental. IN: Coordenadores: PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume I, Capítulo 2.

- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; EIRALDO SILVA, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; SILVA PRADO, J.A.; MAZZEI, M. 2002b. Carta geológica folha SF.23-X-D-V – Leopoldina, escala: 1:100.000. COMIG. 2002
- HEILBRON, M.; Pedrosa-Soares, AC.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A J.; JANASI, V. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, BARTORELLI; CARNEIRO, C.D.R. e BRITO NEVES (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de ALMEIDA*. Beca, 203-234.
- HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; VALLADARES, C.; SCHMITT, R.; PALERMO, N.; VALERIANO, C.; RAGATKY, D.; Geraldés, M.; 2005. Geologia do Orógeno Ribeira (Sistema Orogênico Mantiqueira) no Estado do Rio de Janeiro e regiões limítrofes: estado da arte e desafios futuros. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 9, Niterói-Rio de Janeiro, 2005. *Boletim de Resumos...SBG/RJ*.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA Jr., O.; TROUW, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. From: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; & WIT, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 211-237.
- HIRATA, T., NESBITT, R.W., 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2491-2500.
- HORN, I., RUDNICK, R.L., McDONOUGH, W.F., 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 164, 281-301.
- HOWELL D. G. 1989. Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth. Chapman and Hall (Eds). London, 232p.
- IRVINE, T. N. & BARANGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Science*. Vol 8: 523-548.
- JANASI, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais na nappe de empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, *Livre Docência Thesis* (unpublished): 304 p.
- JANASI, V.A., 2001. Pattern of Sm-Nd TDM distribution in granulites and granitoids from an exposed section of middle to lower crust in SE Brazil: vertical and lateral zoning. In: 3th *South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts, 168-171.

- JANASI, V.A, ALVES, A., VLACH, S.R.F.; LEITE, E.J., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia- Universidade de São Paulo*, 3: 13-24.
- JEFFRIES, T.E., JACKSON, S.E., LOUNGERICH, H.P., 1998. Application of a frequency quintupled Nd:YAG source ($\lambda = 213\text{nm}$) for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric analysis of minerals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 13, 935-940.
- JUNHO, M.C.B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. 1999. Porphyritic I-type syntectonic granites and related rocks, Ribeira mobile belt, southwestern Rio de Janeiro state, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71 (4-1): 631-647.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica Cosmochimica et Acta*, 37:485-494.
- KROGH, T.E. 1982a. Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46:631- 636.
- KROGH, T.E. 1982b. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46:637-649.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- LE MAITRE, R. W. 1989. The chemical variability of sun common igneous rocks. *J. Petrol.* 17: 589-537.
- LEONARDOS, O. H. & FYFE, W.S .1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: The African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 247-252.
- LI, X., LIANG, X., SUN, M., GUAN, H., MALPAS, J.G., 2001. Precise $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age determination on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chemical Geology* 175, 209-219.
- LUDWIG K.R., 2001. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55p.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.; PIRES J.L. ; TEIXEIRA, W. & CASTRO,

- H.E.F. de. 1983. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1.Geologia, Rio de Janeiro, MME , 27-304.
- MACHADO, R. 1986. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 34* , Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, 2:1088-1095.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1990. Reinterpretação estrutural e tectônica da região a leste da Baía de Guanabara e a definição do batólito de Araruama (RJ). In: *Congresso Brasileiro de Geologia. 36*, Natal,6, p. 2744-2753.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1991. Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do estado do Rio de Janeiro. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3*, Rio Claro, SP, 1991, *Boletim de Resumos...* SBG-UNESP, p. 64-65.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1992. Granitogênese brasileira no estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo geotectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia. 37*, São Paulo, 1, p. 379-380.
- MACHADO, N. & GAUTHIER G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60:5063-5073.
- MACHADO N., VALLADARES C., HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361
- MACHADO. N. 2006. Geocronologia U-Pb: métodos e aplicações. Tópicos especiais de petrologia e geoquímica - PPGABFM-FGEL/UERJ. Apostila do curso.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoides. *Geol. Society of Am. Bull*, 101, p.635-643.
- MARINS, G.M.S. 2000. Petrologia dos Anfibólitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, no Setor Central da Faixa Ribeira. *Dissertação de Mestrado*. FGEL/UERJ.
- MATTOS G.M.M., FERRARI P.O., CAVALCANTE J.C. 1980. Projeto faixa calcária Cordeiro-Cantagalo. Relatório Final, texto e mapas geológicos, vol I. CPRM, Belo Horizonte, 620p.
- MUECKE, G.K.; PRIDE, C; SARKAR, P. 1979. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Phys. Chem. Earth*, 11: 449-464.
- NOCE, C.M., MACHADO, N. & TEIXIRA W. 1998. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age

constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geoc.*, 28: 95-102.

NORONHA, M. & VALLADARES, C.S. (1999). A ocorrência de monticellita no Grupo Paraíba do Sul, região de Sapucaia, RJ. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro, SP, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG/SP, p.44.

O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525-B:79-84.

OLIVEIRA, M. A. F. 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):369-374.

OLIVEIRA, M.A.F., TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., KAWASHITA, K. 1999. Rb/Sr isochronic Ages of a Palaeoproterozoic Orthogneiss (Quirino Unit) from de Central Ribeira Belt, Southern Brasil.. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology*:pg 54-56.

PACIULLO, F.V.P. 1997. A sequência deposicional Andrelândia. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 245 p. Inédita.

PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 200-202.

PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 66, 99-102.

PARRISH, R.R. & KROGH, T.E. 1987. Synthesis and purification of ^{205}Pb for U-Pb geochronology, *Chemical Geology*, 66, 103-110.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TIDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. 2002. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.

PENHA H.M., FERRARI A.L., RIVEIRO A., AMADOR E.S, PENTAGNA F.V., JUNHO M.C.B., BRENNER T.L. 1979. Projeto Folha Petrópolis, Relatório Final, vol.I. Proj. carta geológica do Estado do Rio de Janeiro, DRM/IG-UFRJ, 256p.

PITCHER, W. S., 1983. Granite type and tectonic environment. In K. J. Hsü (org.), *Mountain Building Processes*. Nova York, Academic Press, p. 19-40.

- PIRES, F.R.M. 1978. The Archean Barbacena greenstone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 50:599-600.
- PRAZERES FILHO, H.J., 2000. Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, MSc Thesis, 181 p.
- REIS, A. P.; NUNES, H.H.R.; CHIAVEGATTO, J.R.S.; LIMA, P.R.A.; ROCHA, R.L.S. 1980. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói. DRM. (inédito). In: FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOLMO, M.T.; NUNES, H.R.C. 1982. O Pré-Cambriano das Folhas de Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. Cong. Bras. Geol.,32, Salvador. Anais...1:103-114.
- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J; ANDREIS, R.R ; PACIULLO, F.V.P. and Valença, J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o Termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4) 235-248.
- Rollinson, H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation Interpretation. London, Longman Scientific & Technical, 352p.
- Rosier, G.F.1957. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro), DNPM-DGM, *Boletim* 166.
- Rosier, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais, DNPM, Divisão de Geologia e Mineração, *Boletim* 222, Rio de Janeiro.
- SAD, J. H. G. & DUTRA, C. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica. Brasiliensis*, 7(2):143-174.
- SANTOS, E.; PINTO, A.; DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S. 2005. Petrografia e metamorfismo dos ortognaisses do Complexo Quirino na região entre Leopoldina e Além Paraíba, Minas Gerais. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 9, Niterói-Rio de Janeiro, 2005. *Boletim de Resumos...SBG/RJ*.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *in* SCHOBENHAUS,C. (coord.): Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, p. 307-328.
- SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 2003. p.5-54.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J. and VAN SCHMUS, W.R., 1999. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE BRAZIL) – using U/Pb in syntectonic veins. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. Special Volume of Expanded Abstracts, pp. 363-366.

SCHMITT, R.S. 2001. A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 273p. Inédita.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SSHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61

SIGA Jr, O., BASEI, M.A.S., REIS NETO, J.M., Machiavelli, A.; HARARA, O.M., 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 26: 69-98

SILVA, L.C.da, RAMGRAB, G.E., PERROTA, M.M., LEITE, C.A., WILDNER, W., 2002a. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais da Província Mantiqueira: sistema de informações geográficas-SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., BAARS, F.J., Gonçalves, J.H., DELGADO, I.D.M., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., SANTOS, J.O.S., SILVA, L.C., VIDOTTI, R.M. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000.1 DVD-ROM.

SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA SOARES, A.C.; LEITE, C.; VIEIRA, V.S.; PAES, V.C.; 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4): 513-528.

SILVA, L.C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: CPRM, 132p.

SIMONETTI, A; HEAMAN, L.M.; HARTLAUB, R.P.; CREASER, R.A; MACHATTIE, T.G.; BOHM, C. 2005. U–Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *J. Anal. At. Spectrom.*, 2005, 20, 677 – 686.

SIMONETTI, A. 2007. U-Pb dating of zircons by multiple ion counting LA-MC-ICP-MS. Apresentação em *power point*.

SMITH, W.H.F. & SANDWELL, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277:1957-1962.

- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B. and WEBER DIEFEN, K., 1991. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Munchner Geologische Hefte* 4, München, 100 pp.
- SÖLLNER, F. & TROUW, R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*: 10 (1): 21-28.
- SOUZA, S. F. M. & VALLADARES, C. S. 2001. Geoquímica e Petrografia dos Ortognaisses da Complexo Quirino, Região NW do Estado do Rio de Janeiro. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8, e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 1*, Curitiba, PR, Outubro, 2001. CD-ROM de Resumos Expandidos, SBGq, registro 78 (pg 1-5).
- STERN, R.A., 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determination and performance evaluation. In: *Radiogenic age and isotopic studies; Report 10; Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F*, p.1-31.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, vol. 12, p. 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São paulo, 236 pp.
- TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M.C., 1988. Precambrian continental crust evolution of Southeastern São Paulo State, Brazil, based on isotopic evidence. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 175-183.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. 312p. Blackwell, Oxford.
- TROUW, R. A. J. & PANKHURST, R. J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2*, Salvador, Anais..., SBG, 260-263.
- TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. and PACIULLO, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 34*, Goiânia, Anais SBG, V. 2, 972-986.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. and ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In *Tectonic Evolution of South America*, CORDANI U.G; MILANI E.J. & THOMAZ FILHO A. (Eds.), 287-310.
- TUPINAMBÁ, M. 1993. Litoestratigrafia, Estruturas e Metamorfismo do Pré-Cambriano entre Itaperuna e Italva, RJ. *Dissertação de Mestrado*. IG-UFRJ. 143p.

TUPINAMBÁ, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. IG-USP. *Tese de Doutorado*. 221 p.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A. J.; Cunha, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N. ; CASTILHO, J. G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Anais...6:104-107.

TUPINAMBÁ M., TEIXEIRA W., HEILBRON M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):7-11.

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; EIRALDO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; Guia, C.. (2002) Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapitinga : IN Coordenadores: PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume II, Capítulo 8: p.320-404

TUPINAMBÁ, M.; J.R.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.; J. R. NOGUEIRA; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.; Eiraldo SILVA, L.G.; Medeiros, S.R.; Guia, C.; Miranda, A., RAGATKY, C.D.; MENDES, J., LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 67-79.

TURNER, F.J. 1980. *Metamorphic Petrology*. 2º ed. McGraw-Hill Book Co., New York, 512p.

UNRUG, R. 1997. Rodinia to Gondwana, the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today*, 7(1):1-6.

VALERIANO, C.M., MACHADO, N., SIMONETTI, A., VALLADARES, C.S., Seer, H.J. and Simões, L.S., 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55

VALLADARES, C.S., 1996 Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. *Tese de Doutorado*. IG-USP, São Paulo, 147 pp. Inédita.

VALLADARES, C.S., HEILBRON, M., MACHADO, N., VALERIANO, C. 1997. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP, Extended Abstracts, 323-325.

VALLADARES, C. S; DUARTE, B.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D. 2000. Tectono-magmatic evolution of the western terrane and the Paraíba do Sul klippe of the

Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 1-6

VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D. & DUARTE, B. 2000; Tectono-magmatic evolution of the Occidental Terrane of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, southeastern Brazil. In: Internacional Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, RJ. Brasil. Abstracts, 2000.

VALLADARES C.S., MACHADO N., RIBEIRO A., PACIULLO, F.V.P., HEILBRON M., GAUTHIER G. 2001. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasilia belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile. CD-ROM Extended Abstracts, Servicio Nacional de Geología y Minería. p. 261-264.

VALLADARES, C.; SOUZA, S. & RAGATKY, D. 2002. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc (?) of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, 21(1): 49-62.

VALLADARES, C.S., MACHADO N., HEILBRON M., GAUTHIER G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions southern of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, 7(4):913-921.

VALLADARES, C.S., MACHADO N., HEILBRON M., DUARTE, B.P.; GAUTHIER G. 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages. *Gondwana Research*, 13(4):516-526.

Viana, S. M. & VALLADARES, C. S. 1997. Estudo geoquímico das rochas ortognáissicas da Unidade Quirino (Complexo Paraíba do Sul) na região de Barra do Piraí, Estado do Rio de Janeiro. In: *V Simpósio de Geologia do Sudeste*, p. 139-141.

VIEIRA, S.R.S.S., 1996. Estudo de processos metamórfico-metassomáticos nos Complexos Embu e Pilar, no Bloco Juquitiba, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, MSc Thesis, 144p.

VIEIRA, S.R.S.S. & TASSINARI, C.C.G., 1988. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: *35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 3: 1391-1399.

VLACH, S.R. and GUALDA, G.A. R., 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 214-218.

VLACH, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: *3º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Pucon, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Universidad de Chile: 265-268.

WETHERILL, G.W., 1956. Discordant Uranium-Lead ages I: Transaction of the American Geophysics Union, v. 37, p. 320-326.

WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.

WILLIAMS, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geology 7:1.35.

YARDLEY, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman, NY, 248p.

ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K. E; VAN SCHUMS, W.R.; 1990. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ, e sua correlação com o Cráton de Angola, África. An. Congr. Bras. Geol. 36, P. 2735-2743.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)