



JULIA NERI GEZATT

**PROVENIÊNCIA DE ROCHAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS DO GRÁBEN DE
PIRANHAS E COMPARAÇÃO COM A FORMAÇÃO VILA MARIA DO SILURIANO
DA BACIA DO PARANÁ**

Porto Alegre

2011

JULIA NERI GEZATT

**PROVENIÊNCIA DE ROCHAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS DO GRÁBEN DE
PIRANHAS E COMPARAÇÃO COM A FORMAÇÃO VILA MARIA DO SILURIANO
DA BACIA DO PARANÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Supervisor: M.Sc. Leonardo Gruber

Porto Alegre

2011

Gezatt, Julia Neri

Proveniência de rochas sedimentares detríticas do gráben de Piranhas e comparação com a Formação Vila Maria do Siluriano da Bacia do Paraná. / Julia Neri Gezatt - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011.

[63 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

1. Proveniência. 2. Faixa Brasília 3. Fm. Piranhas
4. U-Pb. 5. SHRIMP. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “PROVENIÊNCIA DE ROCHAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS DO GRÁBEN DE PIRANHAS E COMPARAÇÃO COM A FORMAÇÃO VILA MARIA DO SILURIANO DA BACIA DO PARANÁ”, elaborado por JULIA NERI GEZATT, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Prof^a. Dra. Karin Goldberg

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha saudosa mãe pela sua dedicação e carinho incondicionais e a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para essa conquista. Ao Renato pelo amor e cumplicidade, a Lisete e Nicolas pelo apoio e ternura e à Fran pela tolerância e companhia.

Agradeço ao Professor Márcio pela oportunidade e pela constante assistência, ao Supervisor Gruber pelas preciosas contribuições, ao Sérgio Junges pela disponibilidade e pela paciência, ao Professor Rommulo pelos conselhos e à Fernanda e à Larissa pelas conversas e agilizações logísticas. Oportunamente, não poderia deixar de agradecer à Professora Fátima por todo o aprendizado durante as disciplinas de Mapeamento Geológico Básico e sua contribuição para minha formação como geóloga e ao Professor Edinei pela incondicional assistência em diversas circunstâncias. Obrigada também à Professora Andréa pela iniciação no ambiente de pesquisa acadêmica, aos Professores De Ros e Karin pela disponibilidade e ao Jorge Laux pela atenção.

Por fim, agradeço ao Rodrigo pela parceria e à Thisi pela jornada conjunta, além de diversos outros colegas que estiveram presentes ao longo do curso, por diferentes períodos e em diferentes situações. Obrigada a todos.

*Recitar! Mentre preso dal delirio
non so più quel che dico e quel che faccio!
Eppure... è d'uopo... sforzati!
Bah, seti tu forse un uom?*

Tu sei Pagliaccio!

*Vesti la giubba e la faccia infarina.
La gente paga e rider vuole qua.*

*E se Arelcchin t'invola Colombina
ridi, Pagliaccio e ognun applaudirà!
Tramuta in lazzi lo spasmo ed il pianto;
in una smorfia il singhiozzo e 'l dolor...*

*Ridi, Pagliaccio, sul tuo amore infranto,
ridi del duol che t'avvelena il cor!*

RESUMO

O gráben de Piranhas é formado por sedimentos detríticos tendo início nos conglomerados polimíticos basais, gradando para arcóseos microconglomeráticos, arcóseos e argilitos em direção ao topo, os quais compõem a Formação Piranhas. Localiza-se na região sudoeste de Goiás, em uma faixa limitada por falhas, circundada pelas rochas ígneas e metaígneas do Arco Magmático de Goiás do Neoproterozóico. As rochas basais da Formação Piranhas apresentam populações de zircões detríticos com idades predominantes entre 760 e 600 Ma, compatíveis com as idades de algumas das sequências metavulcanossedimentares do Arco Magmático de Goiás, porém, sem registro de idades mais antigas relativas aos ortognaisses, rochas metavulcânicas e granitos miloníticos típicos do arco (ca. 900 a 800 Ma). Estão ausentes também idades mais jovens que 600 Ma, que representariam a erosão dos granitóides pós-tectônicos (de idades entre ca. 590 a 500 Ma). Da mesma forma, as idades de proveniência encontradas para os arenitos do topo da Fm. Vila Maria indicam fontes também de idades neoproterozóicas, mas contêm componentes com idades entre ca. 900-760 Ma, demonstrando erosão mais profunda do Arco Magmático. Populações com idades meso e paleoproterozóicas podem estar relacionadas aos eventos da aglutinação do supercontinente Rodínia e a zircões detríticos dos metassedimentos da própria Faixa Brasília, respectivamente. Assim, as novas informações sobre as formações Piranhas e Vila Maria referentes à proveniência dos sedimentos obtidas em estudo pelo método U-Pb por SHRIMP, e sobre a evolução e significado tectônico dessas formações, podem ter importante papel na complementação dos dados existentes a respeito da área, auxiliando num melhor entendimento dos fenômenos tectônicos que se deram durante e após a sua deposição.

Palavras-chave: Proveniência. Faixa Brasília. Fm. Piranhas. Fm. Vila Maria. U-Pb. SHRIMP.

ABSTRACT

The Piranhas graben is formed by detrital sediments starting at the base with polymitic conglomerates, grading upwards to microconglomeratic arkoses, arkoses and mudstones at the top comprising the Piranhas Formation. It is located in southwest Goiás in a fault-bounded trough, surrounded by igneous and metaigneous rocks of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. The basal rocks of the Piranhas Formation show populations of detrital zircons with ages between 760-600 Ma, consistent with the ages of some of the metavolcanosedimentary sequences of the Goiás Magmatic Arc, with no record, however, of the older ages of the typical orthogneisses, metavolcanic rocks and mylonitic granites of the arc (ca.900 to 800 Ma). Ages younger than 600 Ma, which would represent the erosion of post-tectonic granitoids (ages ranging from ca. 590 to 500 Ma), are also absent. Likewise, the provenance ages for the sandstones found at the top of the Vila Maria Fm. also indicate Neoproterozoic sources, but contain components with ages between ca. 900 and 760 Ma, indicating erosion of the roots of the magmatic arc. Populations with Mesoproterozoic and Paleoproterozoic ages may be correlated with events of the agglutination of the Rodinia supercontinent and with detrital zircons from the Brasília Belt's metasediments, respectively. Thus, new information on the Piranhas and Vila Maria formations concerning the provenance of the sediments obtained by the U-Pb method with SHRIMP, and on the evolution and tectonic significance of these formations may have an important role in complementing existing data about the area, assisting in a better understanding of tectonic phenomena that occurred during and after its deposition.

Palavras-chave: Provenance. Brasília Belt. Piranhas Fm. Vila Maria Fm. U-Pb. SHRIMP.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|-----------|
| Figura 1.1. Mapa com a localização da área de interesse..... | 15 |
| Figura 1.2. Unidades tectônicas da Faixa Brasília..... | 17 |
| Figura 1.3. Mapa geológico do Arco Magmático de Goiás na região de Arenópolis..... | 18 |
| Figura 1.4. Litofácies da Formação Piranhas..... | 20 |
| Figura 1.5. Carta estratigráfica da Supersequência Rio Ivaí da Bacia do Paraná. Abaixo, perfil litológico esquemático da Formação Vila Maria na Fazenda Três Barras..... | 22 |
| Figura 2.1. Diagrama de Gazzi-Dickinson para estudos de proveniência de bacias sedimentares por petrografia..... | 24 |
| Figura 2.2. Séries de decaimento de ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U , resultantes das emissões sucessivas de partículas α e β^- | 27 |
| Figura 2.3. Diagrama concórdia..... | 29 |
| Figura 2.4. Localização das amostras coletadas para análise isotópica e petrográfica..... | 31 |
| Figura 2.5. Estrutura do microscópio eletrônico de varredura..... | 35 |
| Figura 2.6. Representação esquemática do comportamento dos elétrons ao incidirem na amostra e da região de ionização gerada na interação do feixe de elétrons com a superfície do mineral..... | 35 |
| Figura 2.7. SHRIMP II instalado na Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra..... | 37 |
| Figura 2.8. Diagrama esquemático do SHRIMP II mostrando seus principais elementos e as trajetórias dos feixes iônicos primário e secundário..... | 38 |
| Figura 2.9. Fotomicrografias da amostra PIR-01..... | 41 |
| Figura 2.10. Fotomicrografias da amostra PIR-06..... | 43 |
| Figura 2.11. Posicionamento da amostra PIR-06 no diagrama de proveniência, no campo de <i>embasamento soerguido</i> | 45 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 2.12. Imagem no modo de elétrons retro-espalhados de exemplos de diferentes tipos de zircões do conglomerado da Formação Piranhas (amostra PIR-01), em <i>mount</i> polido e metalizado com carbono..... | 45 |
| Figura 2.13. Imagem de catodoluminescência dos zircões analisados com localização aproximada do feixe iônico do SHRIMP..... | 46 |
| Figura 2.14. Diagrama concórdia das idades da amostra PIR-01..... | 47 |
| Figura 2.15. Histograma de frequência da amostra PIR-01..... | 48 |
| Figura 2.16. Diagrama concórdia da amostra PIR-18..... | 49 |
| Figura 2.17. Histograma de frequência da amostra PIR-18..... | 50 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1 INTRODUÇÃO | 12 |
| 1.1 Caracterização do Problema | 13 |
| 1.2 Objetivos | 14 |
| 1.3 Localização | 14 |
| 1.3.1 Contexto Geológico..... | 15 |
| 1.3.1.1 Arco Magmático de Goiás..... | 16 |
| 1.3.1.2 Formação Piranhas..... | 19 |
| 1.3.1.3 Formação Vila Maria | 21 |
| 2 METODOLOGIA | 23 |
| 2.1 Fundamentos Teóricos..... | 23 |
| 2.1.1 Proveniência de Sedimentos..... | 23 |
| 2.1.2 O Método U-Pb | 26 |
| 2.2 Procedimentos | 30 |
| 2.2.1 Revisão Bibliográfica..... | 30 |
| 2.2.2 Coleta de amostras | 30 |
| 2.2.3 Preparação de Amostras | 32 |
| 2.2.3.1 Preparação das Amostras para Laminação | 32 |
| 2.2.3.2 Preparação das Amostras para Análises U-Pb..... | 32 |
| 2.2.4 Análises | 34 |
| 2.2.4.1 Imageamento por Elétrons Retro-espalhados e Catodoluminescência .. | 34 |
| 2.2.4.2 Análise Isotópica U-Pb em Zircão por SHRIMP | 37 |
| 3 RESULTADOS e discussões | 40 |
| 3.1 Petrografia..... | 40 |
| 3.2 U-Pb em Zircão | 45 |
| 3.3 Evolução Tectônica | 51 |
| 4 CONCLUSÕES | 53 |
| REFERÊNCIAS | 54 |
| ANEXOS | 60 |

1 INTRODUÇÃO

A Faixa Brasília é um cinturão orogênico neoproterozóico bem preservado, localizado na porção central do Brasil, desenvolvido entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema, durante o Ciclo Brasileiro-Panafricano (para uma revisão, ver Pimentel *et al.*, 2011). Representa uma área de grande importância tectônica na evolução da geologia da Plataforma Sul-Americana, pois reflete a zona de amalgamação dos principais crátons expostos no Brasil, tornando-se, dessa maneira, objeto de estudo de diferentes áreas da Geologia. Todavia, a idade e ambiente de sedimentação de muitas sequências que compõem a Faixa Brasília ainda carecem de maiores estudos, em especial, a transição entre as fases finais da evolução da Faixa Brasília e o início da sedimentação da Bacia do Paraná.

A região alvo de estudos deste trabalho localiza-se na porção sudoeste do Estado de Goiás e inclui as formações Piranhas e Vila Maria. A primeira foi definida por Rosito *et al.* (1971, *apud* Moreira *et al.*, 2008) a sul-sudeste da cidade de Bom Jardim de Goiás, na margem esquerda do Ribeirão dos Macacos e a 10km ao sul da cidade de Piranhas, em um gráben de aproximadamente 15km de comprimento por 2km de largura, o qual é o principal interesse desse estudo. A Formação Vila Maria, por sua vez, foi definida e cartografada por Faria e Reis Neto (1978, *apud* Moreira *et al.*, 2008), no flanco nordeste da Bacia do Paraná, e ocorre em estreita e sinuosa faixa E-W ao longo da escarpa da Serra de São João ao sul de Piranhas e sudoeste de Diorama e sul de Baliza.

Este trabalho visa contribuir para o aperfeiçoamento do conhecimento sobre a evolução tectônica da região, apresentando dados de proveniência dos sedimentos das formações Piranhas e Vila Maria pelo método U-Pb em zircão, permitindo sugerir prováveis áreas-fonte para os sedimentos destas formações, além de estimar idades máximas de deposição para as mesmas.

1.1 Caracterização do Problema

O presente trabalho visa a investigação da proveniência dos sedimentos e a natureza e evolução tectônica da bacia sedimentar contida no gráben de Piranhas no sudoeste de Goiás, bem como sua relação com a Formação Vila Maria, da Bacia do Paraná. Parte-se do pressuposto de que a sequência sedimentar contida no gráben de Piranhas representa uma bacia molássica. Van Houten (1973) define o termo “molassa” como uma cunha clástica com uma sequência detrítica acumulada em uma porção profunda do ante-país (*foredeep*) no flanco de um cráton, alimentada com sedimentos erodidos da porção soerguida e seus empurrões associados, estruturada de maneira semelhante à dos Alpes setentrionais. Em contrapartida à definição original, Chemale Jr. (1993) utiliza a denominação “bacia molássica” para os depósitos sedimentares resultantes dos processos de denudação e erosão de cadeias de montanhas jovens ou recém-formadas. Desta maneira, trabalha-se com a hipótese de que as áreas-fonte predominantes das rochas da Formação Piranhas sejam as do Arco Magmático de Goiás, adjacente ao gráben, de idade neoproterozóica (entre ca. 890 e 630 Ma).

A análise geocronológica de zircões detríticos permite identificar a proveniência dos sedimentos originais bem como obter informações sobre a história das bacias sedimentares e suas áreas-fonte. Fedo *et al.* (2003) ilustraram as aplicações do estudo de proveniência em zircões detríticos, sendo as principais: (i) determinação da idade máxima da sucessão estratigráfica e auxílio no reconhecimento de hiatus deposicionais no registro geológico, (ii) determinação de características de proveniência tais como idade e composição, (iii) testar reconstruções paleogeográficas regionais via análise de proveniência e (iv) investigação da história da Terra contidas nas estruturas dos zircões detríticos. Andersen (2005) menciona, ainda, como aplicações importantes, a correlação espacial de sequências e o estudo da evolução crustal em escala continental.

Durante a última década, o uso de análises isotópicas em zircão por SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) ou por LAM-HR-ICPMS (*Laser Ablation Microprobe High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) tornou-se uma ferramenta importante para estudos geocronológicos e isotópicos de minerais detríticos. O zircão é o mineral mais amplamente empregado em estudos

geocronológicos e isotópicos devido às altas concentrações de U e outros elementos traço, aos baixos conteúdos de Pb inicial e à sua forte resistência à erosão, intemperismo e processos de alteração. Também é um mineral presente em uma ampla variedade de tipos de rocha.

Apoiada em outros procedimentos, como análises petrográficas e estratigráficas, entre outras, a técnica de proveniência de rochas sedimentares por U-Pb em zircões detríticos usando SHRIMP determinará a áreas-fonte através de comparação das idades obtidas com idades de terrenos-fonte presentes durante a sedimentação da bacia.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é o de obter informações fundamentais para avançar no conhecimento da evolução e significado tectônico de algumas bacias sedimentares na região central do Brasil. Em especial no que diz respeito a reconstruções paleoambientais a partir da comparação das idades obtidas para os sedimentos detríticos das unidades sedimentares da Faixa Brasília expostas na Formação Piranhas no oeste de Goiás com as idades de terrenos adjacentes. Para efeito de comparação, dados de proveniência foram também coletados para a Formação Vila Maria (Siluriano da Bacia do Paraná) na mesma região, usando o método geocronológico U-Pb por SHRIMP em zircões detríticos.

Além disso, o trabalho contribuirá para com o aprimoramento da metodologia de datação U-Pb em zircão e a formação de recursos humanos capazes de gerar e interpretar dados geocronológicos e isotópicos utilizados em estudos de proveniência de sedimentos detríticos.

1.3 Localização

A área de estudo localiza-se na porção sudoeste do estado de Goiás, próximo à divisa com o estado do Mato Grosso, nas proximidades do município de Piranhas,

a cerca de 320 km de Goiânia. O alvo principal dos estudos são os afloramentos da Formação Piranhas e Formação Vila Maria.

Para acessar a região de Piranhas saindo de Brasília (Distrito Federal) é preciso percorrer a BR 060 em direção a oeste por cerca de 210 Km, passando por Anápolis, até o acesso à GO 060 em Goiânia. A partir daí, deve-se seguir pela GO 060 por aproximadamente 325 Km, passando por Iporá, até o município de Piranhas (Fig. 1.1).

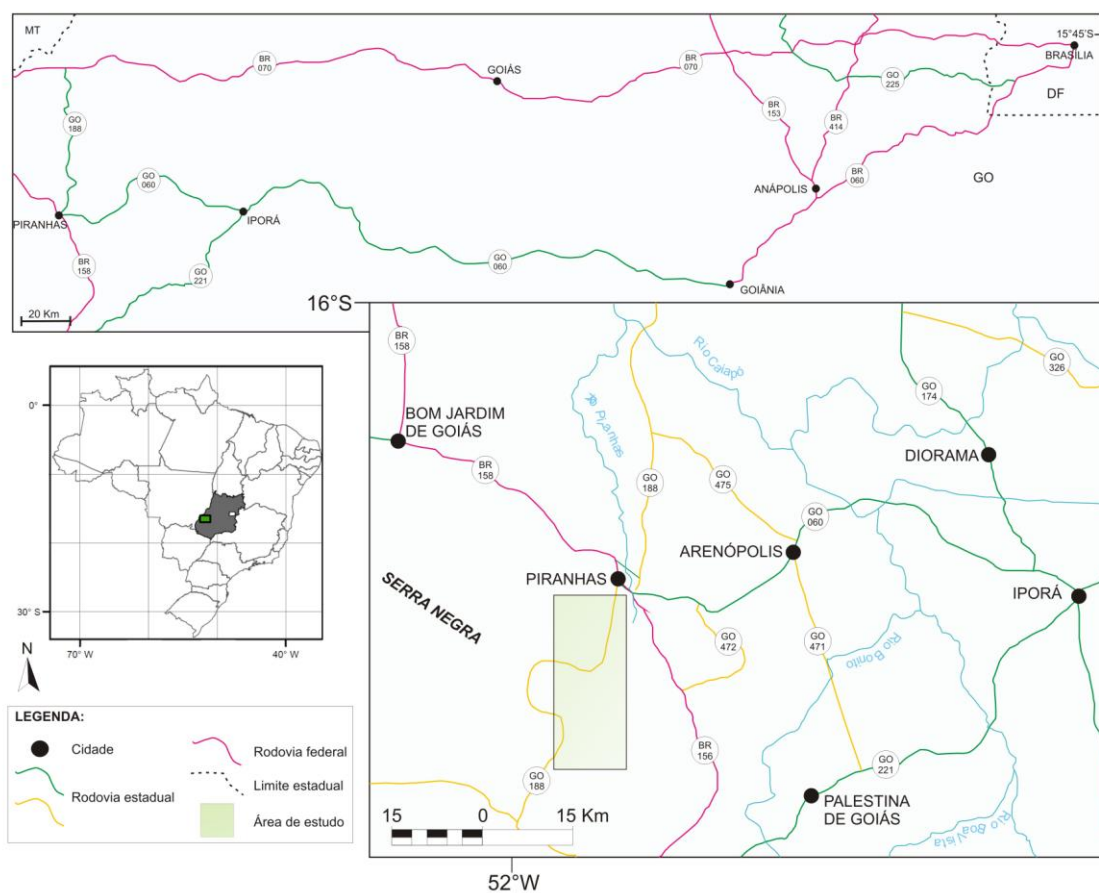


Figura 1.1. Mapa com a localização da área de interesse.

1.3.1 Contexto Geológico

A Faixa Brasília (Fig. 1.2) é um cinturão orogênico neoproterozóico com cerca de 1.000 Km de extensão na direção N-S, bem preservado, localizado na porção central do Brasil, formado a partir da convergência entre os paleocontinentes

Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema. Compõe a Província Tocantins juntamente com as faixas Paraguai e Araguaia (Almeida *et al.*, 1981). Consiste principalmente de: (i) uma espessa sequência de rochas sedimentares e metassedimentares, na porção leste, depositadas e deformadas ao longo da margem ocidental do Cráton São Francisco-Congo; (ii) o Maciço de Goiás, interpretado como um bloco siálico alóctone formado principalmente dos terrenos Arqueanos da região de Goiás-Crixás; (iii) o núcleo metamórfico do orógeno, conhecido como Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu; (iv) o Arco Magmático de Goiás, uma extensa exposição de associações vulcânicas e plutônicas juvenis neoproterozóicas, além de sequências vulcanossedimentares derivadas (Pimentel *et al.*, 2011).

1.3.1.1 Arco Magmático de Goiás

O arco juvenil (Arco Magmático de Goiás) é composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a rochas metaplutônicas de composição tonalítica a granodiorítica e granitóides sin- a tardi e pós-tectônicos. Divide-se em duas áreas de exposição principais conhecidos como Arcos de Mara Rosa e Arenópolis, localizados nas porções norte e oeste do Estado de Goiás, respectivamente (Pimentel *et al.*, 1999; Laux, 2004). Em ambas as áreas, a evolução geológica teve início em arcos de ilha intraoceânicos com a cristalização de rochas vulcânicas toleíticas a cálcico-alcálicas primitivas bem como de tonalitos e granodioritos associados, por volta de 890-820 Ma.

Pimentel *et al.* (1999) sugerem que entre 900 e 630 Ma o sistema de arcos se desenvolveu em um ambiente intraoceânico a oeste do continente São Francisco-Congo, seguindo a fragmentação do supercontinente Rodínia, a qual teria acontecido entre 825 Ma e 740 Ma (Li *et al.*, 2008).

A atividade ígnea cálcico-alcálica, recorrente durante o Neoproterozóico, durou até cerca de 620 Ma, com a progressiva evolução dos magmas. O episódio metamórfico principal ocorreu há 630 Ma, indicado por idades U-Pb em titanita e

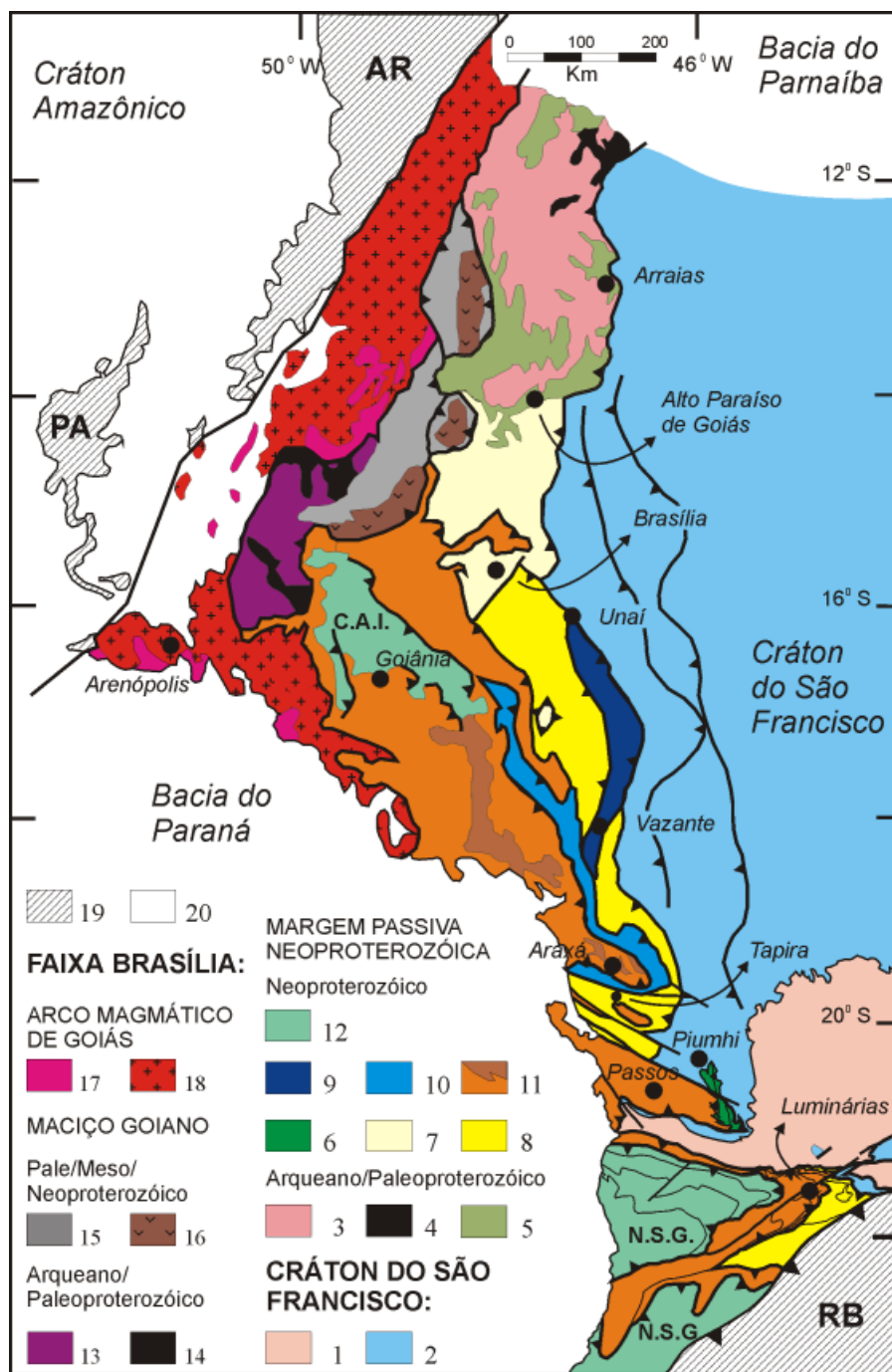


Figura 1.2. Unidades tectônicas da Faixa Brasília (Valeriano *et al.*, 2004). Legenda: 1-terrenos granito-*greenstone* e gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 2- coberturas metassedimentares autóctones/parautóctones; 3- terrenos granito-*greenstone*, gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 4- *greenstone belts* arqueanos/paleoproterozóicos; 5- sucessões de rifte paleo a mesoproterozóico; 6- sistema de cavalcamento Ilícinia-Piumhi; 7- Grupo Paranoá; 8- Grupo Canastra; 9- Grupo Vazante; 10- Grupo Ibiá; 11- Grupos Araxá e Andreândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincollisionais (castanho); 12- nappes granulíticas (C.A.I. – Complexo Anápolis-Itauçu; N.S.G. – Nappe Socorro-Guaxupé); 13- complexos granito-gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 14- *greenstone belts* arqueano/paleoproterozóicos; 15- sucessões vulcanossedimentares de rifte mesoproterozóicos; 16- complexos básico-ultrabásicos acamados meso/neoproterozóicos; 17- sucessões vulcanossedimentares meso a neoproterozóicas; 18- ortognaisses e granitóides neoproterozóicos; 19- faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20- coberturas sedimentares fanerozóicas.

Sm-Nd em granada, quando provavelmente ocorreu a colisão principal do Arco com o Cráton São Francisco-Congo (Laux, 2004). As rochas sofreram metamorfismo em fácies xisto verde superior a anfibolito, mas suas características geoquímicas e isotópicas principais foram preservadas, as quais indicam a natureza juvenil dos protólitos ígneos.

As seqüências metavulcanossedimentares ocorrem intercaladas com os ortognaisses e representam as bacias marginais dos arcos (Lacerda Filho & Frasca, 2008). Ao sul dos terrenos arqueanos ocorrem as seqüências Jaupaci, Iporá-Amorinópolis, Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás (Fig. 1.3).

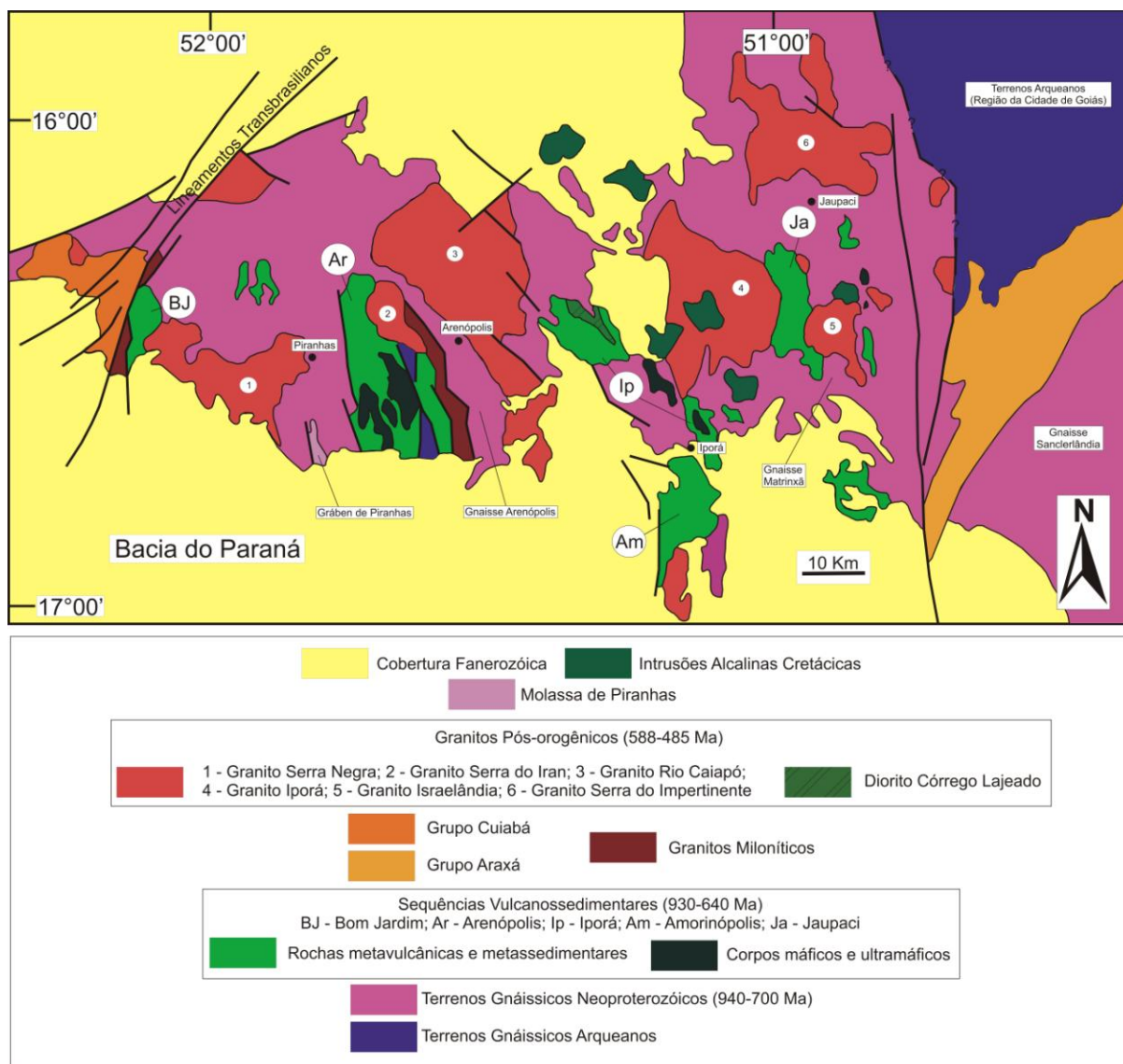


Figura 1.3. Mapa geológico do Arco Magmático de Goiás na região de Arenópolis (Pimentel *et al.*, 1999).

Isótopos de Nd e Sr indicam a natureza primitiva dos magmas parentais dos metatonalitos e metagranodioritos de Arenópolis e Mara Rosa. Idades modelo T_{DM} Nd encontram-se predominantemente entre 800 e 1.100 Ma, valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ variam entre + 2,0 e + 6,5 e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo entre 0,7025 e 0,7042 (Pimentel *et al.*, 1999).

Manifestações ígneas finais do Arco Magmático de Goiás são representadas por intrusões máfico-ultramáficas, diferenciadas e acamadadas, ou não diferenciadas (Lacerda Filho & Frasca, 2008), associadas a intrusões graníticas de mesma idade. Assim, as rochas metaígneas e metassedimentares do Arco de Goiás foram intrudidas por diversos granitos tardi- e pós-tectônicos (na região de Arenópolis, os granitos Serra Negra, Serra do Impertinente, Iporá, Serra do Iran, Israelândia e Rio Caiapó) associados a corpos gabro-dioríticos, construindo uma associação bimodal tipicamente pós-orogênica, com idades entre 590 e 500 Ma (Pimentel *et al.*, 1996).

1.3.1.2 Formação Piranhas

A Formação Piranhas ocorre 10 km ao sul da cidade de Piranhas, entre Bom Jardim de Goiás e Piranhas, em uma faixa norte-sul de aproximadamente 15 km de comprimento por 2 km de largura, delimitada por falhas, e depositada discordantemente sobre o embasamento granito-gnáissico.

Araújo e Moreton (2008) descrevem-na como de idade eo-ordoviciano e característica molássica, cuja sedimentação ocorreu por reativação de estruturas do embasamento e formação de um gráben. Para o presente autor, a sedimentação da Formação Piranhas é atribuída a manifestações tardi- a pós-tectônicas, anteriores ao desenvolvimento da Bacia do Paraná.

Em sua base ocorre um conglomerado de coloração verde, polimítico, grosso com clastos arredondados de até 80 cm de diâmetro. Em direção ao topo, a granulação decresce, passando a metarcóseo e, localmente, a metargilito (Araújo & Moreton, 2008). As lentes de argilito, de cores marrom e cinza-chumbo, intercalam-se no pacote e exibem, localmente, estruturas convolutas. Os clastos dos

conglomerados são de fragmentos de rochas piroclásticas, lavas vítreas básicas, traquitos, andesitos, quartzitos granatíferos, anfibolitos, gnaisses e granitos (Araújo & Moreton, 2008) (Fig. 1.4).

O conjunto foi submetido à deformação de pequena intensidade, sob a forma de incipiente foliação planar, a qual, mesmo assim, obliterou as texturas e estruturas primárias na maior parte da bacia. Em razão de portarem clastos de granitos do tipo Serra Negra, de idades Rb-Sr (Pimentel & Fuck, 1994) e U-Pb (Pimentel, 1991) entre 576 Ma e 462 Ma, admite-se que a formação é do Ordoviciano. A Formação Vila Maria (Siluriano) ocorre discordantemente sobreposta a ela.



Figura 1.4. Litofácies da Formação Piranhas: (a) conglomerado polimítico da Fm. Piranhas, com clastos arredondados de diversos tipos de rochas e com diferentes dimensões; (b) arcóseo mal selecionado com clastos angulosos de até 2 cm; (c) lobos com estratificação cruzada acanalada com diferentes granulometrias; (d) intercalações de lâminas e lentes mili a centimétricas de argilito nas porções superiores da bacia.

1.3.1.3 Formação Vila Maria

A Formação Vila Maria é parte integrante do Grupo Rio Ivaí, juntamente com as Formações Alto Garças e Iapó, compondo a Supersequência Rio Ivaí (Milani, 2004), registro da sequência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná (Fig. 1.5). A sucessão de fácies do Grupo Rio Ivaí representa o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da sedimentação cratônica da Bacia do Paraná (Milani, 2004).

No Estado de Goiás, a Formação Vila Maria ocorre em uma faixa estreita e sinuosa com orientação E-W, ao longo da escarpa da Serra de São João ao sul de Piranhas e sudoeste de Diorama e sul de Baliza. Com espessura máxima de 40 m (localmente de poucos metros), está sotoposta por discordância à Formação Furnas (Araújo & Moreton, 2008).

Em sua base apresenta siltitos e folhelhos cinza-esverdeados a marrom (Assine *et al.*, 1998), ao quais apresentam rico conteúdo fóssilífero: braquiópodes, pelecípodes, gastrópodes, ostracodes, palinóforos e fitoplâncton (Assine *et al.*, 1994). Para o topo ocorrem arenitos finos róseo-avermelhados, calcíferos, laminados, micáceos, por vezes feldspáticos, com estratificação cruzada e intercalação de siltito e folhelho com estratificação cruzada do tipo *hummocky* (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Vila Maria assinala as condições de máxima inundação do ciclo ordovício-siluriano, onde os arenitos superiores representam a parte regressiva do ciclo. Mizusaki *et al.* (2002) estimaram, por meio de datação Rb-Sr em rocha total, uma idade mínima de deposição de 436 ± 8 Ma para os siltitos desta unidade. Esta idade é compatível com a posição estratigráfica derivada da interpretação do conteúdo fóssilífero da Formação Vila Maria, implicando em uma deposição durante o Landoveriano, no Eossiluriano.

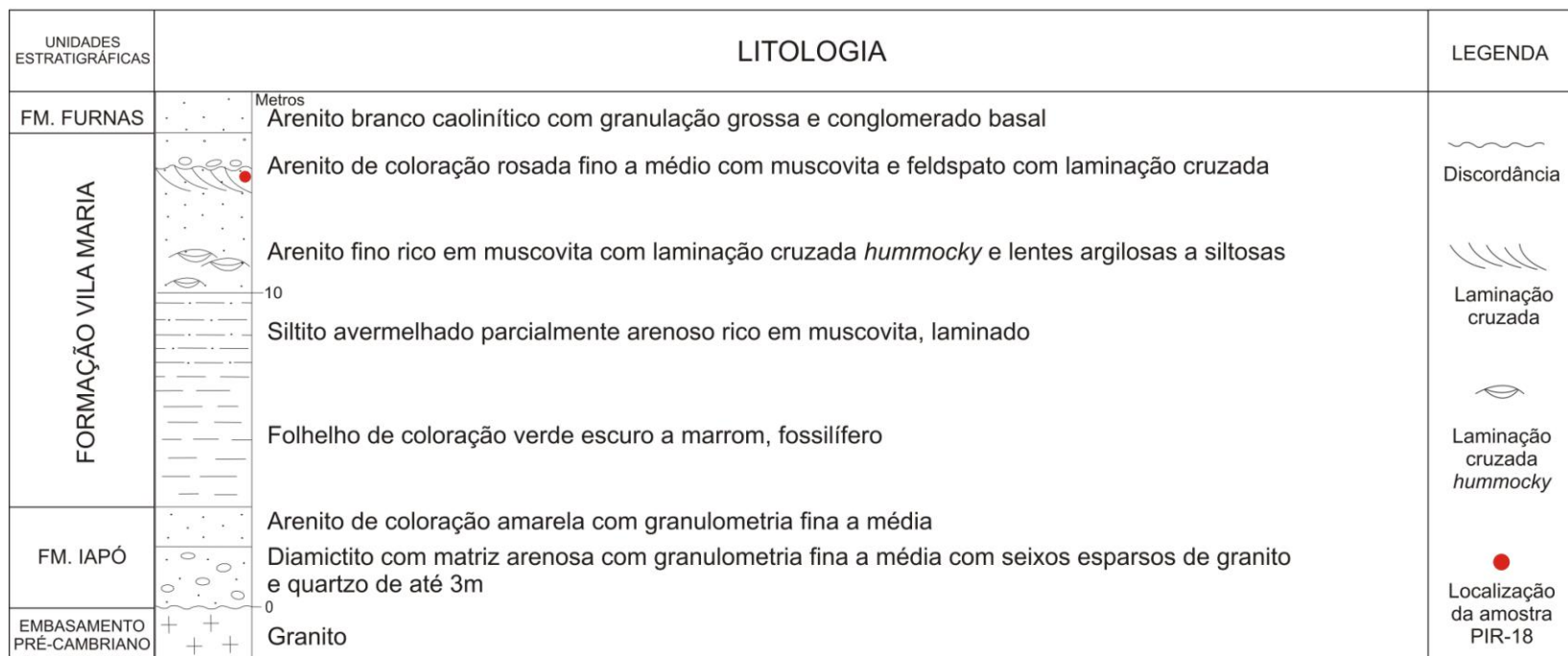
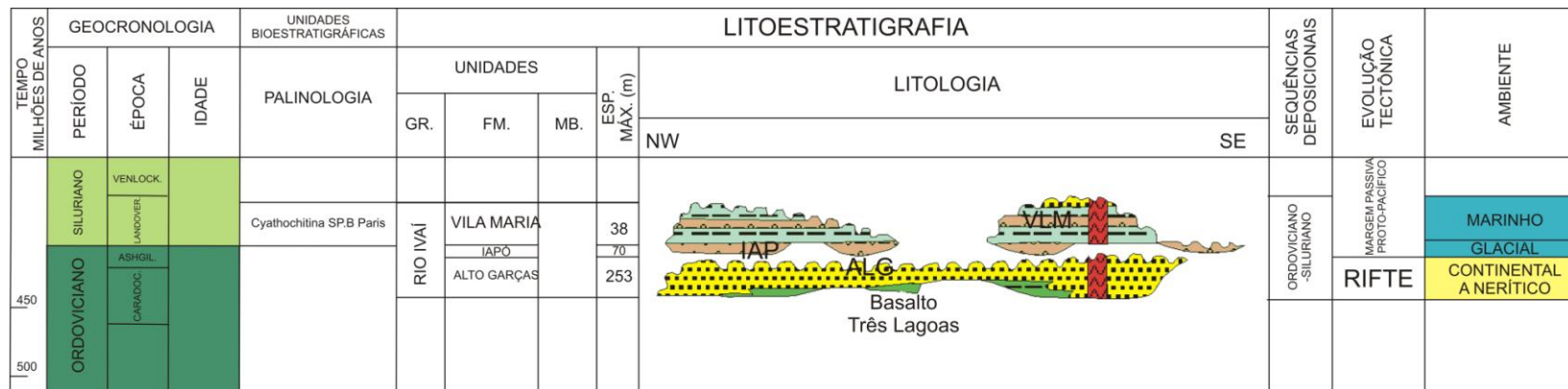


Figura 1.5. Carta estratigráfica da Supersequência Rio Ivaí da Bacia do Paraná (Milani, 1997). Abaixo, perfil litológico esquemático da Formação Vila Maria na Fazenda Três Barras (modificado de Mizusaki *et al.*, 2002).

2 METODOLOGIA

2.1 Fundamentos Teóricos

2.1.1 Proveniência de Sedimentos

A análise da proveniência de sedimentos é uma ferramenta crescentemente utilizada, e visa, em última análise, reconstruir a relação existente entre áreas-fonte e bacias sedimentares, permitindo identificar a sua composição mineralógica e litológica, inferir sua localização paleogeográfica, paleoclima e paleorelevo, determinar as principais rotas de dispersão de sedimentos, e estimar a distância e tempo de transporte dos mesmos, além de avaliar o tectonismo na época da deposição (Remus *et al.*, 2008).

O estudo de proveniência envolve, de maneira geral, estudos multidisciplinares tais como: (1) análise das associações de minerais pesados e acessórios em busca de minerais indicadores de paragêneses de ocorrências restritas nas rochas-fonte e sua variação durante intemperismo, transporte e fracionamento hidrodinâmico, deposição e diagênese (Fedo *et al.*, 2003; Morton *et al.*, 2003); (2) reconhecimento composicional e textural através de contagem modal em lâmina petrográfica (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985); (3) análise geoquímica da concentração de elementos terras raras em zircão detrítico (Owen, 1987); (4) termocronologia por traços de fissão em apatita e zircão detríticos para aquisição de dados de evolução termo-tectônica do terreno em temperaturas entre 60 e 300°C, bem como determinação da diferença entre as idades de deposição e de erosão da rocha-fonte (Fedo *et al.*, 2003; Remus *et al.*, 2008, entre outros); (5) estudos de geocronologia com análises U-Pb *in situ* em grãos individuais de zircão ou monazita, além de rocha total por Sm-Nd para correlação entre as idades de terrenos-fonte e dos sedimentos detríticos.

A contagem da composição modal dos arenitos pode incluir todos os fragmentos de rochas na categoria de líticos totais ou distribuí-los na categoria de líticos e também nas categorias de feldspato e quartzo (Wu *et al.*, 1991). Na técnica

de contagem Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) os cristais maiores que o tamanho silte (0,0625mm) nos fragmentos de rochas são contados separadamente e devidamente identificados com respeito ao tipo de litoclastos onde se encontram, sendo contados como litoclastos apenas fragmentos de textura fina (Remus *et al.*, 2008). Desta maneira, salienta-se a composição mineralógica das rochas-fonte, independentemente da granulometria ou fragmentação dos grãos. A contagem discriminada de Gazzi-Dickinson permite a identificação das assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos das áreas-fonte através de diagramas ternários com vértices referentes a Q ou Qt (quartzo total), F (grãos de feldspato) e L (fragmentos líticos instáveis) (Wu *et al.*, 1991) (Fig. 2.1).

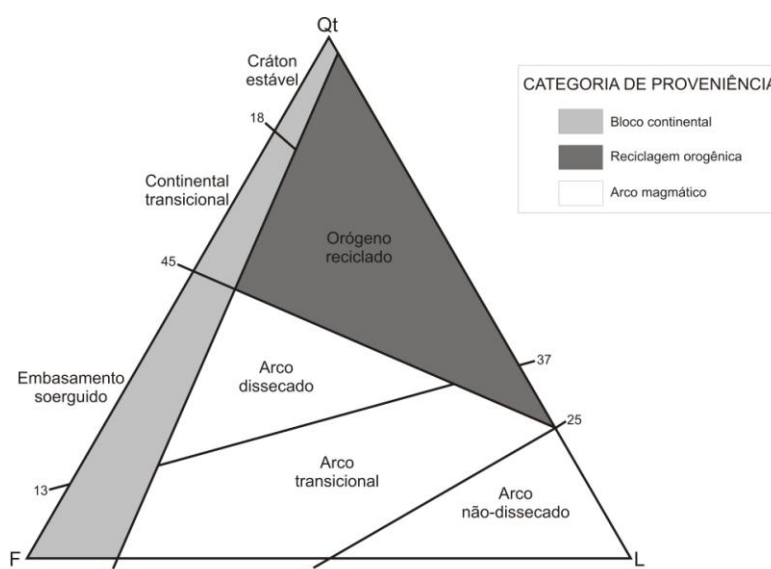


Figura 2.1. Diagrama de Gazzi-Dickinson para estudos de proveniência de bacias sedimentares por petrografia. Onde, Qt = quartzo total, F = feldspato e L = fragmentos líticos (Dickinson, 1985).

Conforme Dickinson (1985), os campos são definidos como: (i) *arcos magmáticos*, com sedimentos líticos de arcos de relevo positivo compostos predominantemente por associações penecontemporâneas de rochas ígneas vulcânicas e plutônicas cogenéticas associadas a rochas metamórficas correspondentes geradas ao longo do sistema de subducção; (ii) *orógenos reciclados*, que incluem sedimentos de estratos supracrustais soerguidos e deformados, predominantemente sedimentares mas também vulcânicos, expostos em cinturões de dobramento variados de regiões orogênicas; (iii) *cráton estável*, principalmente com areias quartzosas de exposições de baixa altitude supridas pela reciclagem de sedimentos plataformais associados; (iv) *embasamento soerguido*,

com areias arcossianas oriundas de soerguimentos do embasamento ao longo de rifteamentos ou rupturas transformantes, de províncias afetadas por processos tectônicos posteriores ou mesmo de plútons erodidos em arcos magmáticos profundamente dissecados, dispostos geralmente em calhas lineares adjacentes ou bacias proximais do tipo *pull-apart*.

A utilização de análises geocronológicas em grãos detríticos individuais via SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) ou LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) aumentou sensivelmente o poder de resolução nos estudos de proveniência (Remus *et al.*, 2008). Esta metodologia permite análise rápida de um grande número de grãos, disponibilizando um volume considerável de dados, além de permitir a datação de grãos individuais e não da composição média do grão.

A utilização do zircão se dá devido à sua presença como mineral acessório na maioria das rochas da crosta terrestre, sua estabilidade perante fenômenos intempéricos, de transporte, diagenéticos e grande parte do campo do metamorfismo (Remus *et al.*, 2008). A idade de um grão individual de zircão reflete a idade da rocha ígnea ou metamórfica onde este se formou e isto permite que a sua datação indique diretamente a idade da sua área-fonte, sem necessariamente ter conhecimento de sua localização (Sircombe, 1999). A natureza e localização da área-fonte podem ser deduzidas por meio da comparação das idades obtidas dos grãos com dados geocronológicos conhecidos de áreas-fonte em potencial. Assim, pode-se presumir que a idade de deposição deve ser mais jovem que a idade do zircão detrítico mais jovem (Fedo *et al.*, 2003). Todavia, é preciso prestar atenção para aspectos como à presença e conteúdo de Zr na possível rocha-fonte e no tamanho e abundância dos grãos de zircão, para que algumas populações de grãos não sejam perdidas ou ignoradas, bem como durante o processo de separação mineral, para que os grãos maiores não fiquem retidos nas frações maiores que 500 ou 300 μ m ou sejam excluídos devido a uma possível susceptibilidade magnética anômala (Fedo *et al.*, 2003; Condie, 2009). Desta forma, a coleta das amostras de rochas sedimentares deve ser feita em grande quantidade, entre 5 e 15 Kg (Košler *et al.*, 2002), afim de garantir um número de grãos de zircão satisfatório, dependendo do tipo de rocha. É necessária a análise de pelo menos 59 grãos para garantir 95% de certeza de que 1 em 20 componentes da proveniência total não será perdido (Dodson *et al.*, 1988). Andersen (2005) determina a análise de

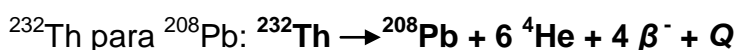
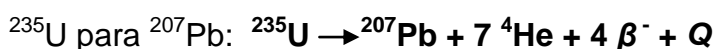
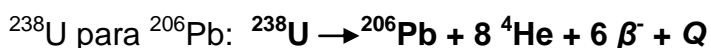
aproximadamente 120 grãos reduz para 2% a chance de falha ao detectar uma população e recomenda que a precisão nominal de cada análise individual seja sempre menos importante que o número de grãos analisados e a maneira como estes foram selecionados.

Dados isotópicos U-Pb são tipicamente exibidos em diagramas concórdia, a fim de transmitir informações sobre o processo analítico tais como número de grãos analisados, discordância e precisão da análise. Porém, com o aumento do número de grãos por amostra, típico das análises de zircão detrítico, estes diagramas concórdia podem se tornar visualmente confusos (Fedo *et al.*, 2003). As idades U-Pb para proveniência de sedimentos são exibidas em diagramas de distribuição de probabilidades associados aos histogramas tradicionais, o que proporciona uma apresentação mais informativa das múltiplas populações de idades, bem como informações sobre a precisão de medida (Sircombe, 1999). Estes diagramas incorporam os erros individuais no dado da idade e produzem uma distribuição de probabilidades da amostra baseada em núcleos de variável Gaussiana que variam com cada idade individual (Fedo *et al.*, 2003).

2.1.2 O Método U-Pb

O uso do zircão na geocronologia baseia-se no sistema isotópico U,Th-Pb. U ($Z = 92$) e Th ($Z = 90$) possuem propriedades químicas semelhantes, devido à similaridade de sua configuração eletrônica e raio atômico ($U^{4+} = 1,05 \text{ \AA}$, $Th^{4+} = 1,10 \text{ \AA}$) (Faure & Mensing, 2005).

Cada um dos isótopos principais de U e Th (^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th) dá origem a uma cadeia de decaimento, a qual termina em isótopos estáveis de Pb, de acordo com as seguintes equações:



Onde Q é a soma das energias de decaimento da série completa em milhões de elétron volts. São formados 43 isótopos de 12 elementos nesta série de decaimento e nenhum destes átomos intermediários é membro de mais de uma série (Fig. 2.2). Os valores de abundância, meia-vida e constantes de decaimento dos principais isótopos de U e Th que ocorrem naturalmente estão na tabela 2.1.

Tabela 2.1. Valores de abundância, meia-vida e constantes de decaimento dos principais isótopos de U e Th com ocorrência natural.

| Isótopo | Abundância (%) | Meia-vida (anos) | Constante de decaimento (anos ⁻¹) |
|-------------------|----------------|--------------------------|---|
| ²³⁸ U | 99,2743 | 4,468 x 10 ⁹ | 1,55125 x 10 ⁻¹⁰ |
| ²³⁵ U | 0,7200 | 0,7038 x 10 ⁹ | 9,8485 x 10 ⁻¹⁰ |
| ²³⁴ U | 0,0055 | 2,45 x 10 ⁵ | 2,829 x 10 ⁻⁶ |
| ²³² Th | 100,00 | 14,010 x 10 ⁹ | 4,9475 x 10 ⁻¹¹ |

(Faure & Mensing, 2005)

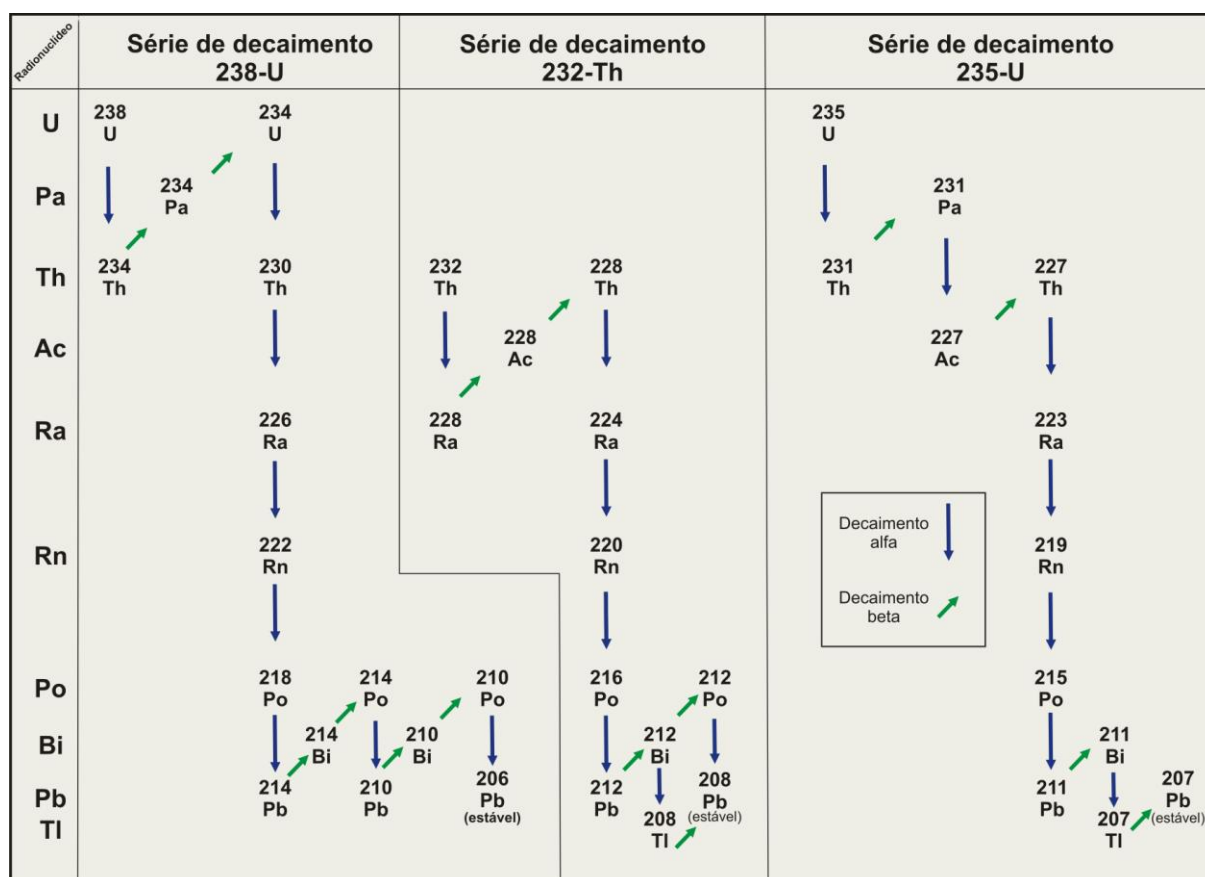


Figura 2.2. Séries de decaimento de ²³⁸U, ²³²Th e ²³⁵U, resultantes das emissões sucessivas de partículas α e β . Os produtos finais são isótopos estáveis de ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb e ²⁰⁷Pb, respectivamente (Gulf of Mexico Integrated Science, USGS, 2011).

Apesar de U e Th ocorrerem em um grande número de minerais, apenas alguns deles são adequados para a geocronologia U-Th-Pb. Para ser útil para datação, o mineral deve reter os átomos de U, Th e Pb, bem como os átomos-filhos intermediários, além de ser amplamente distribuídos em uma grande variedade de rochas. O zircão preenche não apenas estes requisitos, mas também é resistente a e estável frente a diversos processos geológicos, o que o torna excelente para o uso em determinações radiogeocronológicas do sistema U-Pb. As concentrações de U e Th em cristais de zircão variam entre centenas e milhares de partes por milhão e sua presença no mineral pode ser atribuída à substituição isomórfica de Zr^{4+} (raio iônico 0,87 Å) por U^{4+} e Th^{4+} e pela presença de inclusões de Thorita ($ThSiO_4$). Os átomos de Pb^{2+} , por sua vez, não são incorporados no zircão devido ao seu grande raio iônico (1,32 Å) e sua baixa valência. Portanto, em sua formação, os cristais de zircão possuem muito baixas quantidades de Pb e altas razões U/Pb e Th/Pb, o que aumenta a sua sensibilidade como geocronômetro, já que praticamente todo o Pb presente é radiogênico.

Outros minerais que satisfazem as condições para datações pelo método U, Th-Pb são badeleíta, monazita, apatita, titanita, granada, rutilo e perovskita.

O efeito da perda de Pb ou U e o ganho de U em idades U, Th-Pb dos minerais podem ser expressos graficamente, considerando que: (i) o sistema tenha permanecido fechado para U, Th, Pb e todos os isótopos-filhos intermediários; (ii) os valores das razões iniciais dos isótopos de Pb estão corretos; (iii) a composição isotópica de U é normal e não foi modificada pelo fracionamento isotópico; (iv) todos os resultados analíticos são precisos e estão livres de erros sistemáticos.

O Diagrama Concórdia (Fig. 2.3a) expressa uma curva teórica que representa o lugar geométrico dos pontos cujas idades concordantes são definidas pelas razões $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$, onde o Pb tem origem radiogênica. Os pontos abaixo da linha concórdia podem representar zircões com perdas de Pb (alteração intempérica, metamictização), ganho de U, ou que o mineral não se comportou como um sistema fechado. A interpolação das idades de dois ou mais zircões discordantes permite a plotagem de uma linha reta, chamada de reta discórdia. O intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia representa o tempo transcorrido desde a cristalização original dos cristais de zircão que definem a reta discórdia. O intercepto inferior possui idades cuja interpretação depende das circunstâncias e devem ser

confirmadas por idades K-Ar ou Rb-Sr antes de ser interpretadas como idades de episódios de metamorfismo termal (Faure & Mensing, 2005).

O Diagrama Concórdia desenvolvido por Tera e Wasserburg (1972) é uma alternativa preferida para disposição de idades de rochas mais jovens, pois mostra mais claramente as retas discórdias que o diagrama convencional (Dickin, 2005). A plotagem é feita com as razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Fig. 2.3b) e tem como benefícios o fato de as razões serem plotadas diretamente como foram medidas e os erros de mensura das razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, menos correlacionáveis que aqueles nas medidas das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, o que torna a análise de regressão dos dados muito mais simples (Williams, 1998).

À realização de uma análise isotópica U-Pb, a idade calculada a partir da razão filho/pai (Pb/U) pode ser comparada àquela calculada a partir da composição isotópica de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), permitindo a verificação de se o sistema permaneceu fechado (Williams, 1998). Para estudos de proveniência de sedimentos, os diagramas de distribuição de probabilidades e histogramas de frequência podem ser feitos utilizando-se tanto as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ quanto as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Em zircões concordantes, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ deve ser idêntica à idade fornecida pela razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e o diagrama de proveniência pode ser construído a partir das idades Pb/U. Porém, em zircões discordantes, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é mais indicada para construção do diagrama, pois mesmo que o sistema não tenha permanecido fechado, a composição isotópica de Pb indica a possível idade do sistema (Williams, 1998).

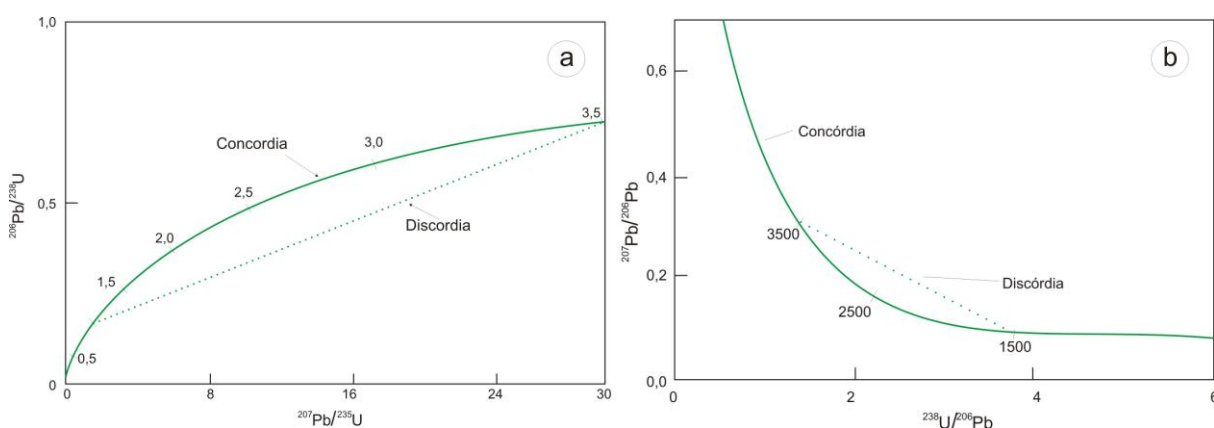


Figura 2.3. Diagrama concórdia. (a) Diagrama convencional (Faure & Mensing, 2005); (b) diagrama Tera-Wasserburg, (Williams, 1998).

2.2 Procedimentos

2.2.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada tanto no início quanto ao longo do trabalho, por meio de pesquisas em livros, artigos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, além de cartas geológicas, com o objetivo de obter dados sobre a geologia regional e local da área, contexto estratigráfico e tectônico, bem como informações sobre o método isotópico de U-Pb em zircão por SHRIMP e as diversas etapas necessárias para o mesmo, tais como preparação de amostras, imageamento com microscópio eletrônico de varredura (MEV) por elétrons retro-espalhados e catodoluminescência, confecção de lâminas delgadas e funcionamento de cada equipamento associado à técnica, conforme descrito detalhadamente a seguir.

2.2.2 Coleta de amostras

A etapa de campo ocorreu entre os dias 2 e 7 de fevereiro de 2011, quando foram coletadas amostras das formações Piranhas e Vila Maria. As amostras, de em média 5 Kg cada, foram coletadas com o uso de marreta de 3 Kg e martelo de geólogo, a partir de afloramentos com exposições pouco alteradas, colocadas em sacos de plástico resistente e lacradas com fita adesiva, além de devidamente identificadas. As amostras PIR-01 (conglomerado), PIR-04 (microconglomerado) e PIR-06 (arcóseo) correspondem à Formação Piranhas, ao passo que a amostra PIR-18 é um arenito fino da Formação Vila Maria, de afloramento próximo ao contato com a Formação Furnas (Fig. 2.4).



Figura 2.4. Localização das amostras coletadas para análise isotópica e petrográfica. Os limites do gráben que contém Fm. Piranhas estão demarcadas com uma linha tracejada, ao passo que a estreita faixa correspondente aos principais afloramentos da Fm. Vila Maria, estão destacados por uma linha pontilhada, ao sul do gráben, na escarpa da Bacia do Paraná.

2.2.3 Preparação de Amostras

2.2.3.1 Preparação das Amostras para Laminação

As amostras para laminação são cortadas em fatias de aproximadamente 2cm de espessura em uma serra e, uma vez selecionado e demarcado o setor da fatia a ser laminado, o mesmo é cortado em forma de tablete, com dimensões semelhantes à da lâmina delgada. O tablete de rocha tem uma das suas faces polida com carbetto de silício com granas 320 e 900, lavado com água e detergente neutro e seco em uma estufa por 24 h. Uma vez seco, o tablete é colado à lâmina de vidro com Araldite GY 279 na proporção de 5 ml de cola para 1ml de endurecedor e, novamente colocado na estufa para secagem durante 24 h. Rochas menos coesas devem ser impregnadas com uma resina com corante e secas em estufa por 24 h, previamente ao corte. A seguir, é feito o desbaste em serras menores até ter a sua espessura reduzida e o desbaste automático, na Discoplan. A fina camada de rocha é, então, polida sobre porcelanato com carbetto de silício com granas 900 e 1000 até a espessura de 0,3 μm , verificada com lupa e microscópio óptico. Ao atingir a espessura adequada, a lâmina pronta é recoberta por uma lamínula de vidro.

Foram confeccionadas duas lâminas delgadas para análise petrográfica: da amostra PIR-01, referente ao conglomerado basal da Fm. Piranhas, e da amostra PIR-06, de arcóseo, também da Fm. Piranhas.

2.2.3.2 Preparação das Amostras para Análises U-Pb

O procedimento utilizado para preparação das amostras é composto de cinco etapas: (i) britagem, moagem e peneiramento; (ii) separação densimétrica; (iii) separação magnética; (iv) separação manual de grãos; (v) confecção de *mounts*, lixamento e polimento. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Cada amostra coletada em campo passa por uma prensa hidráulica para redução a blocos de tamanho a um diâmetro médio de 5 cm. Em seguida, é processada em um britador até atingir uma granulometria de 5 mm e pulverizada em um moinho de discos para obtenção de fração inferior a 500 μm através de peneiras de *nylon*.

As amostras peneiradas são deslamadas e bateadas, onde o material pesado é separado por densidade. Os concentrados passam, então, pela separação magnética, inicialmente, para retirada dos minerais fortemente magnéticos (como magnetita e ilmenita) com ímã de mão e, posteriormente, pelo separador isodinâmico Franz na posição vertical (*free fall*) nas correntes de 0,4; 1,0 e 1,8 A. Uma vez que os grãos de zircão possuem baixa susceptibilidade magnética, os mesmos ficam nos concentrados não magnéticos.

As frações não magnéticas são reconcentradas para retirar o restante de minerais leves como quartzo e feldspato do concentrado, em uma placa de *petry* com álcool e auxílio de lupa binocular; são feitos movimentos circulares, nos mesmos princípios físicos da separação em bateia, onde assim eliminam-se gradativamente os minerais leves. Os grãos de zircão separados são posicionados em uma fita dupla face e dispostos em uma malha de posições equidistantes, com em média de 150 grãos, acompanhados de grãos de zircão padrão (Temora 4). A seguir, posiciona-se um cilindro de plástico com diâmetro 25mm ao redor dos grãos, aderindo-o à fita dupla face e à amostra identificada. Este cilindro é preenchido por uma resina *epoxy* Struers, a qual deve ser colocada rente às paredes internas do cilindro, a fim de evitar a formação de bolhas de ar. A secagem ocorre em temperatura ambiente, em cerca de seis horas. Com a resina endurecida, o *mount* é lixado (<2500) para que o interior dos grãos de zircão seja exposto e a superfície fique plana, e finalmente polido com pasta diamantada 0,2 μm Dinser para o imageamento dos grãos.

2.2.4 Análises

2.2.4.1 Imageamento por Elétrons Retro-espalhados e Catodoluminescência

As análises foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JEOL modelo JSM 5800 para aquisição das imagens por BSE. As imagens por catodoluminescência foram realizadas no MEV LEO 440I no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O MEV consiste de três partes principais: (i) uma coluna elétron-óptica que gera, colima e focaliza o feixe eletrônico, permitindo sua varredura controlada sobre a amostra; (ii) um sistema de vácuo que inclui a câmara onde fica a amostra. Na coluna o vácuo fica entre 10^{-4} e 10^{-7} Torr, dependendo do tipo de filamento a ser empregado; (iii) detectores e o sistema de geração de imagem (Fig. 2.5) (Reed, 2010).

Quando um feixe primário de elétrons, com energia inicial E_0 , interage com uma amostra, a maior parte de sua energia é transformada em calor, e o restante é responsável por diversos fenômenos físicos, como a geração de elétrons secundários, elétrons retro-espalhados, raios X característicos e outros. Em sua trajetória de sucessivas colisões no interior da amostra, os elétrons incidentes perdem energia, e nesse processo são gerados elétrons secundários caracterizados por terem energia menor do que 50 eV. Somente os elétrons produzidos próximos da superfície (50nm de profundidade) conseguem sair da amostra e atingem o detector. Todos aqueles originados de profundidades maiores são reabsorvidos na própria amostra (Vasconcelos & Hinrichs, 2010).

A imagem formada a partir do sinal captado na varredura eletrônica de uma superfície pode apresentar diferentes características, uma vez que esta resulta da amplificação de um sinal obtido de uma interação entre o feixe eletrônico e o material da amostra. Diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra (Fig. 2.6). Dentre eles, os mais utilizados para obtenção da imagem são originários dos elétrons secundários e/ou dos elétrons retro-espalhados. No caso dos elétrons retro-

espalhados, o volume da região ionizada depende do número atômico (Z) médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons.

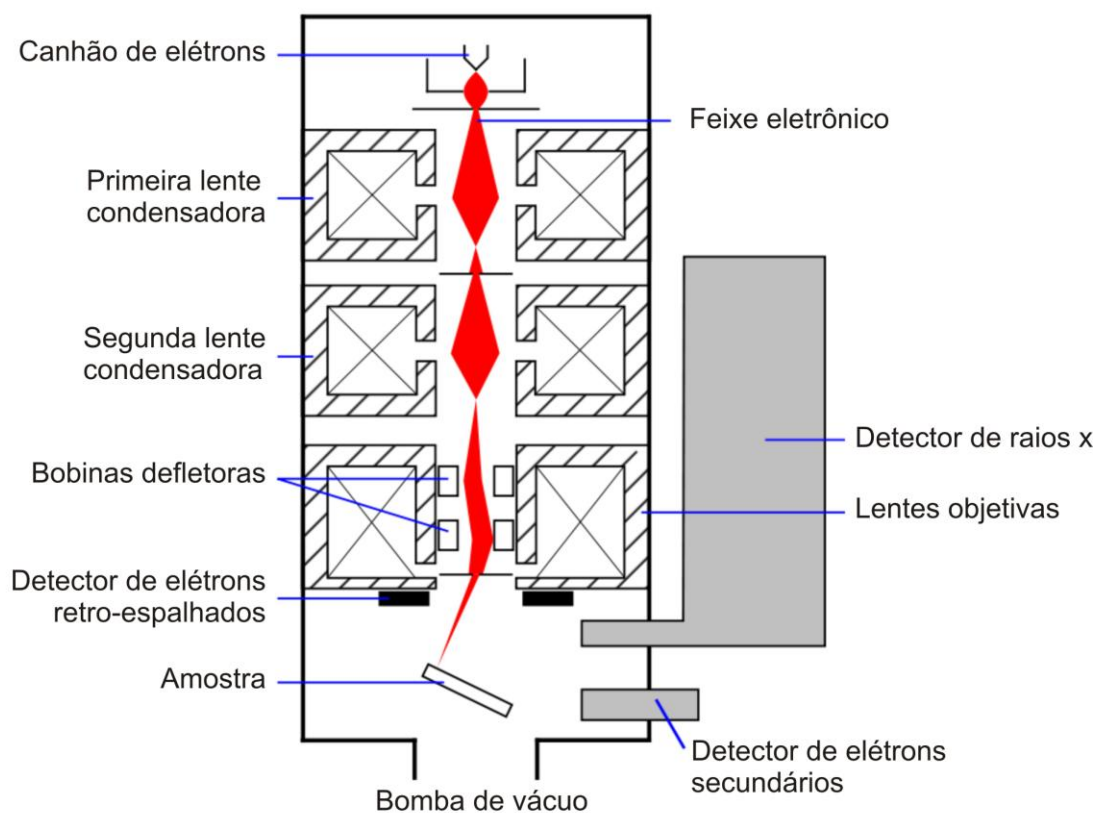


Figura. 2.5. Estrutura do microscópio eletrônico de varredura. Retirado de *HardMob Forum* (2011).

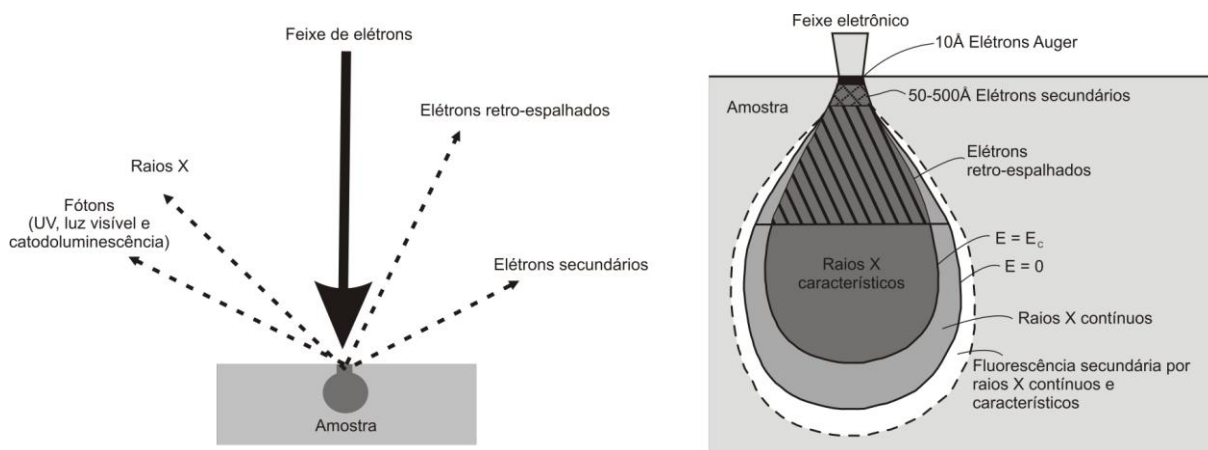


Figura 2.6. Representação esquemática do comportamento dos elétrons ao incidirem na amostra e da região de ionização gerada na interação do feixe de elétrons com a superfície do mineral (Wittke, 2003; Boggs & Krinsley, 2006).

As imagens BSE são representadas em tons de cinza, nas quais os tons claros correspondem a porções compostas por elementos de número atômico médio

maior que aquelas que aparecem com tons mais escuros. Apesar de as imagens BSE possuírem resolução menor que as imagens de elétrons secundários, já que as regiões de onde são provenientes os BSE são maiores que as regiões de liberação de SE na superfície do mineral, são de relativa facilidade de interpretação.

De acordo com Boggs e Krinsley (2006), a catodoluminescência (CL) se refere à emissão de luminescência característica pelos cristais em resposta a um bombardeio de elétrons com alta energia, os quais causam a excitação dos elétrons das camadas de valência, que, por sua vez, liberam energia na forma de fótons ao retornarem ao seu estado não-excitado. Neste retorno ao seu estado padrão, estes elétrons podem ser capturados momentaneamente (durante microssegundos) por defeitos intrínsecos ou extrínsecos, causados por imperfeições estruturais e composicionais (impurezas), respectivamente. A energia liberada pelos elétrons ao escaparem de tais defeitos é convertida em fótons com comprimentos de onda característicos de luz visível, ultravioleta ou infravermelho. A emissão de CL é função da densidade de imperfeições no cristal, permitindo o reconhecimento de zonas e texturas de recristalização nos grãos, identificáveis em imagens pancromáticas (Timms & Reddy, 2009).

As amostras de materiais não condutores (como no caso dos grãos de zircão) devem ser revestidas com uma película nanométrica de ouro ou carbono (material condutor), por meio de precipitação a vácuo, para garantir a condutividade para irradiação no MEV (Galván Josa *et al.*, 2009). O imageamento dos zircões tem como objetivo a visualização das características morfológicas presentes na região de interação com os elétrons na superfície do mineral, como fraturas, zonação e inclusões sólidas, a fim de definir os melhores cristais a serem analisados e os melhores setores para incidência do feixe iônico, já que tais imperfeições podem apresentar perda de Pb, o que prejudicaria a análise isotópica.

2.2.4.2 Análise Isotópica U-Pb em Zircão por SHRIMP

A Espectrometria de Massa de Íons Secundários (SIMS – *Secondary Ion Mass Spectrometry*) é uma técnica versátil usada para mensurar a composição química e isotópica de materiais sólidos em escala micrométrica. As análises isotópicas de SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) foram realizadas no SHRIMP II do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (um exemplo de instrumento deste tipo pode ser visto na Figura 2.7). A configuração geral do instrumento pode ser vista na Figura 2.8.



Figura 2.7. SHRIMP II instalado na Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra. Retirado de SHRIMP – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (2011).

A análise se dá, primeiramente, com a incidência de um feixe de íons primários de alta energia sobre a superfície polida da amostra alvo, gerando um feixe de íons secundários (Dickin, 2005). A superfície da amostra deve ser revestida com ouro para evitar condução elétrica durante a ablação iônica (Ireland & Williams, 2003). O feixe iônico primário é usualmente focalizado para um diâmetro entre 10 e 30 μm , deixando uma perfuração na amostra de até 50 μm de diâmetro e no máximo 5 μm de profundidade. Os íons de oxigênio para o feixe primário são produzidos em um *duoplasmatron* de cátodo frio e passam por um filtro de massa Wein, para seleção da espécie iônica preferencial, O^{2-} geralmente. O oxigênio é preferido em

relação a outros gases mais eletronegativos como Cl e F, pois é de mais fácil manuseio e não é tão agressivo aos componentes ópticos internos do equipamento (Ireland & Williams, 2003).

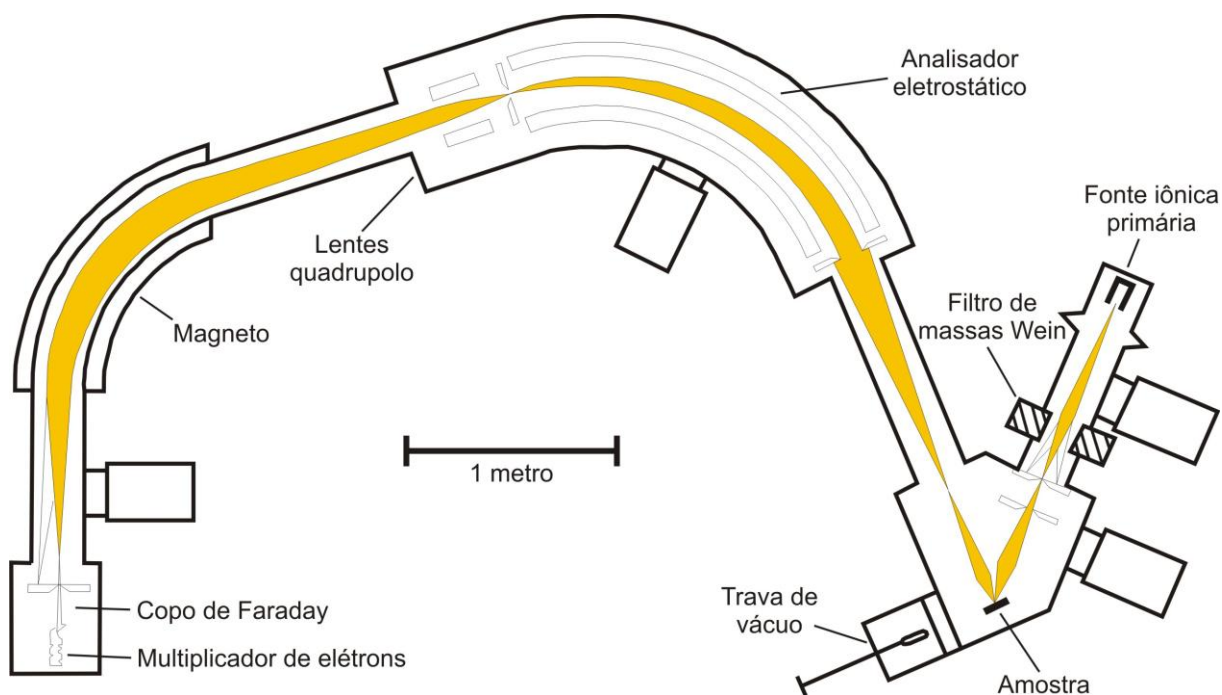


Figura 2.8. Diagrama esquemático do SHRIMP II mostrando seus principais elementos e as trajetórias dos feixes iônicos primário e secundário (Williams, 1998).

Os íons secundários são extraídos com -10kV em relação à superfície da amostra e focalizados em direção ao analisador de massas por meio de um conjunto triplo de lentes quadrupolo. Existe um problema em relação à interferência isobárica de íons moleculares nas espécies atômicas a serem analisadas. Williams (1998) cita necessidade de correção de interferências de Zr_2O , Zr_2OH , $HfSi$, HfO_2 , HfO_2H , PbH , WO , YbO_2 , LuO_2 , GdO_3 , TbO_3 , DyO_3 , CeO_4 , NdO_4 , $ZrNbO$ e $ZrSiCaO_3$, entre outros. Virtualmente, todas estas interferências podem ser resolvidas a resoluções de massa moderadamente altas, alcançadas devido à grande dimensão física do corredor de vôo do instrumento, a qual gera uma grande separação espacial entre as massas diferentes (Dickin, 2005). Os feixes de íons secundários são monitorados por um monitor de feixes, cujo sinal pode ser utilizado para normalização de ruído de feixes secundários. O analisador de massa é formado por três elementos principais, um setor eletrostático de 85° , um quadrupolo estático e um setor magnético de $72,5^\circ$. O setor eletrostático tem como objetivo cancelar a componente de energia da

dispersão de momentum no magneto, essencial devido à grande propagação de energia nos íons secundários. Nas análises de zircão os íons são normalmente contados por um único multiplicador de elétrons.

O padrão utilizado para as análises foi o Temora 4 e o *spot* do feixe iônico foi ajustado para 24 μ m. Os cálculos e redução dos dados foram realizados pelo *software* SQUID 1.02 (Ludwig, 2001) a partir de planilhas do Microsoft Excel, com incertezas associadas às razões de 1 σ . Os diagramas concórdia e histogramas de frequência para interpretação dos dados foram produzidos no *software* ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Petrografia

A descrição das lâminas foi feita em um microscópio petrográfico Leitz Laborlux 12. A contagem modal da lâmina PIR-06 foi feita com auxílio do *software* Petroledge, a partir da contagem de trezentos pontos em uma malha com espaçamento de 0,4mm com lente objetiva de 6,3x de aumento.

A lâmina da amostra PIR-01 caracteriza o conglomerado basal da Fm. Piranhas e contém pelo menos 3 grandes clastos. O maior, ao centro, é oval e mede cerca de 2x2cm. Na parte inferior à direita, clasto arredondado com cerca de 1x1cm e, na porção superior à esquerda, de 0,5x0,5cm.

O clasto inferior, idêntico ao superior, possui limites bem definidos e é composto predominantemente por quartzo policristalino (45%) com deslocamento entre os limites dos grãos, plagioclásio e feldspato (40%), clorita (10%) e epidoto (5%) (Fig. 2.9a). Os grãos de plagioclásio e feldspato são anédricos a subédricos com até 2mm de dimensão, fraturados, sericitizados e ocasionalmente deformados, apresentando maclas polissintética por vezes associada a macla Carlsbad. A clorita, em cristais fibrosos, dispõe-se em bandas milimétricas irregulares e descontínuas, geralmente acompanhada por cristais anédricos de epidoto de até 1mm. O epidoto também ocorre substituindo o feldspato.

O clasto maior, com limites descontínuos, é formado por quartzo policristalino (40%), plagioclásio e feldspato (50%), titanita (8%), biotita e clorita (2%) e epidoto (traço) em textura granoblástica equigranular (Fig. 2.9b). Os cristais de plagioclásio e feldspato encontram-se fortemente sericitizados.

O restante da lâmina mostra rocha maciça com fragmentos monominerálicos de quartzo (por vezes prismáticos) mono (7%) e policristalinos (13%), feldspato e plagioclásio (20%) com dimensões entre 0,2 e 3mm, angulosos a subarredondados, envoltos em pseudomatriz (15%) de coloração marrom rica em epidoto. São frequentes, também, fragmentos de rochas metaplutônicas (40%) e paraderivadas (5%) de até 3mm, sendo os últimos bastante alterados e deformados. A dimensão dos fragmentos predomina entre 1 e 2mm, com fábrica sustentada pelos grãos,

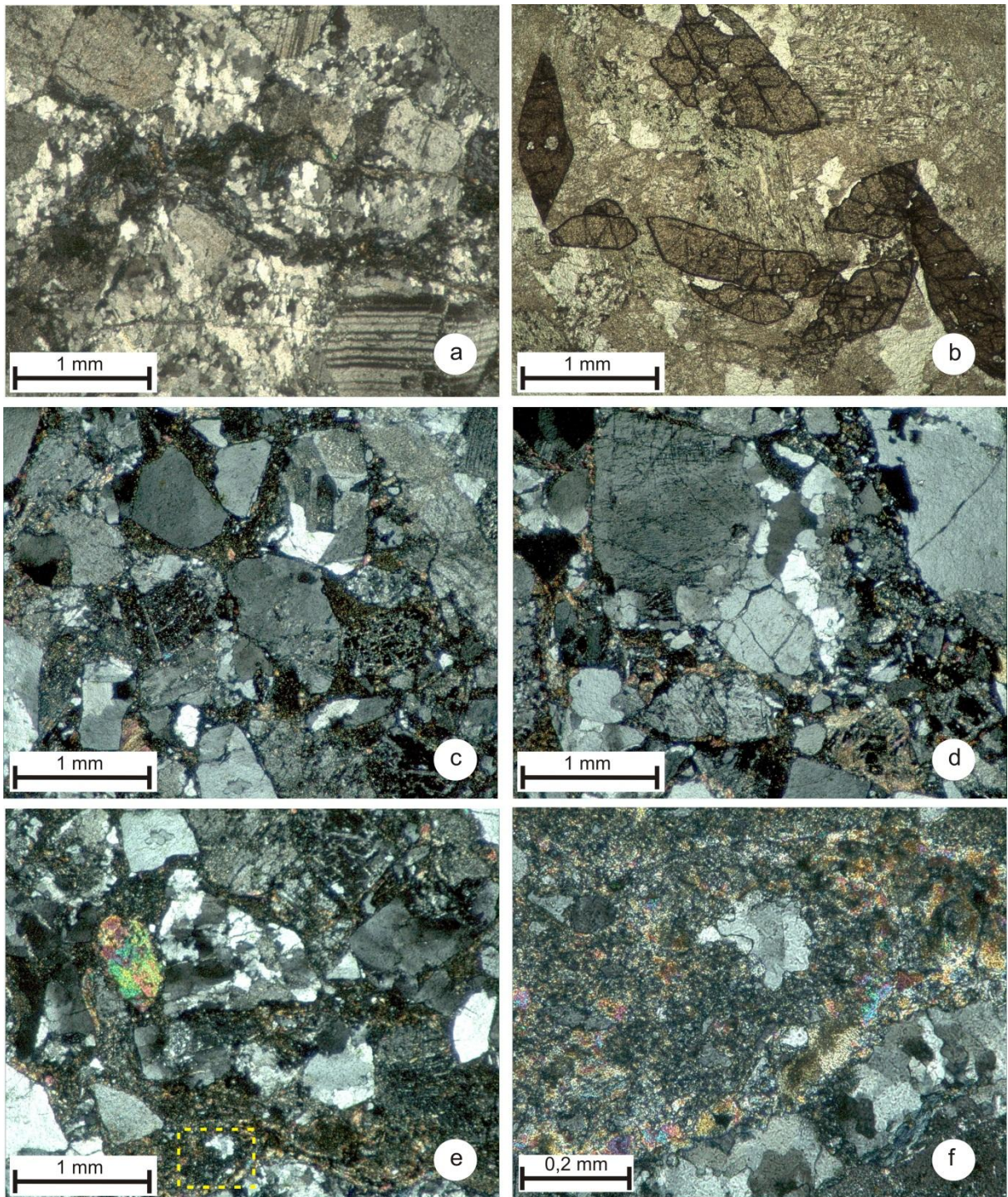


Figura 2.9. Fotomicrografias da amostra PIR-01. (a) Clasto inferior de origem metamórfica com biotita cloritizada e plagioclásio deformado (LP); (b) cristais de titanita, abundantes no clasto central (LN); (c) contatos pontuais, côncavo-convexos e suturados entre os grãos angulosos (LP); (d) clasto de rocha metaplutônica fragmentado devido à compactação (LP); (e) cristal de epidoto detrítico envolto em pseudomatriz, juntamente com clastos de rochas metaplutônicas, feldspato e quartzo detríticos, pouco trabalhados por transporte (LP). A área pontilhada corresponde à figura 2.9f. (f) Cristais de epidoto ao redor de um dos clastos, junto à pseudomatriz (LP).

arranjados de maneira caótica em um empacotamento normal, com contatos pontuais, côncavo-convexos, flutuantes e suturados (Fig. 2.9c). Alguns clastos aparecem fortemente fraturados e até parcialmente fragmentados (Fig. 2.9d), evidenciando considerável compactação nesta porção da bacia, demonstrada também pela formação de pseudomatriz argilosa a partir da fragmentação dos componentes detríticos menos competentes. Na pseudomatriz formam-se ocasionalmente cristais de epidoto de até 1mm (Fig. 2.9e), os quais também aparecem em torno dos clastos, atingindo até 0,2mm de comprimento (Fig. 2.9f). Estes cristais de epidoto dispersos na pseudomatriz, assim como aqueles desenvolvidos posteriormente no interior dos cristais de feldspato, podem ser considerados evidência de anquimetamorfismo.

A lâmina da amostra PIR-06 corresponde ao litarenito da Fm. Piranhas, classificado como arcóseo por outros autores. A rocha é maciça, com arcabouço constituído por fragmentos detríticos de quartzo mono e policristalinos (4%) e feldspato alcalino (1%), clastos de rochas metaplutônicas (65%), formadas predominantemente por quartzo mono e policristalino, feldspato alcalino (contendo pertita) e plagioclásio (por vezes com macla em cunha), e plutônicas (10%), de composição semelhante. Estão presentes também, epidoto e alanita (2%), granada (1%), biotita e mica branca (1%) e minerais opacos (5%) de natureza detrítica, além de epidoto (9%) e mica branca (3%) anquimetamórficos, pseudomatriz (3%) e minerais acessórios como zircão, apatita e anatásio (1%).

Os grãos exibem contatos suturados, côncavo-convexos e pontuais, com fábrica sustentada pelos grãos em arranjo caótico (Fig. 2.10a). Os minerais opacos posicionam-se de maneira ordenada (Fig. 2.10b), sugerindo a preservação de acamamento sedimentar na porção inferior esquerda da lâmina, com laminação submilimétrica marcada por níveis de minerais pesados acompanhando os opacos, como granada (Fig. 2.10c) e alanita detríticas (Fig. 2.10d), os quais ocorrem apenas nesta situação. Os minerais opacos, por vezes subédricos e com inclusões silicosas, sugerem crescimento diagenético a partir de núcleos detríticos herdados. A pseudomatriz é formada a partir de fragmentos de rochas metamórfica paraderivadas e cristais detríticos de biotita e moscovita, deformados e fragmentados pela compactação (Fig. 2.10e).

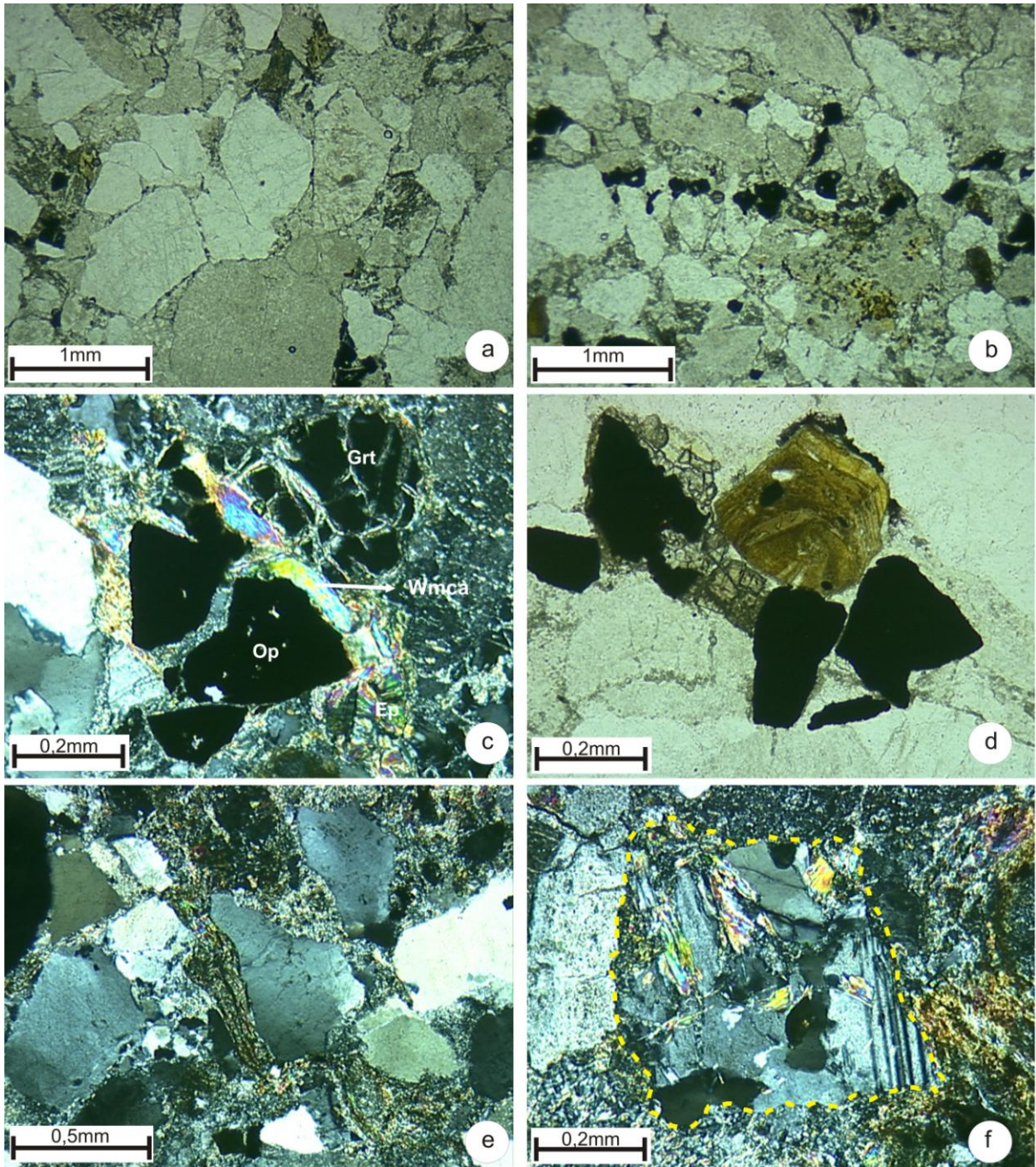


Figura 2.10. Fotomicrografias da amostra PIR-06. (a) Arcabouço formado predominante por clastos metaplutônicos, quartzo e feldspato, com contatos suturados e côncavo-convexos (LN); (b) nível de minerais pesados (LN); (c) grãos de mineral opaco subédricos (Op) acompanhado por granada detritica (Grt), epidoto (Ep) e mica branca anquimetamórfica (Wmca) (LP); (d) alanita zonada e maclada em nível de minerais pesados junto a grãos opacos (LN); (e) pseudomatriz formada a partir da compressão de cristais de biotita (LP); (f) grão de rocha plutônica contendo feldspato e plagioclásio substituídos por mica branca (LP). Abreviações conforme Siivola e Schmid (2007).

As amostras PIR-01 e PIR-06 diferem em aspectos composicionais e texturais. PIR-01 apresenta clastos de grandes dimensões e bem preservados, ricos em biotita cloritizada e titanita, de origem evidentemente metamórfica, além de clastos de rochas xistosas. Os fragmentos detríticos presentes na amostra PIR-06 possuem dimensões médias de 1mm e, apesar de fragmentos de rochas metaplutônicas serem predominantes, os clastos de rochas metamórficas paraderivadas são escassos, aparentemente restritos a cristais detríticos de biotita e moscovita deformados. Estes cristais de mica são os responsáveis pela formação da pseudomatriz escura em ambas as rochas, a qual é bastante reduzida na amostra PIR-06 (3%) em relação à amostra PIR-01 (15%). Ademais, os grãos detríticos de alanita, bem como os minerais opacos e a granada, restritos aos níveis de pesados, ocorrem apenas em PIR-06. A presença de grãos detríticos de minerais instáveis no arcabouço (como epidoto, alanita, mica branca e biotita) e os baixos arredondamento e retrabalhamento dos grãos indicam condições rápidas de transporte a partir de fontes predominantemente locais. A mica branca e o epidoto que ocorrem substituindo feldspato e plagioclásio e preenchendo poros podem ter sido formados como produto de alteração *in situ* dos minerais das rochas-fonte (Fig 2.10f), entretanto, acredita-se que tiveram crescimento posterior devido ao aumento da temperatura em decorrência do soterramento com o preenchimento da bacia, tendo em vista suas dimensões (até 0,5mm) e o grau de cristalinidade.

Os minerais com ocorrência restrita a cada uma das faciologias (biotita cloritizada e titanita na amostra PIR-01 e alanita, granada e opacos na amostra PIR-06) indicam componentes de proveniência distintos em adição às rochas-fonte em comum. A diferença granulométrica sugere, também, áreas-fonte a diferentes distâncias do depocentro.

O diagrama de proveniência da amostra PIR-06 (Fig. 2.11) posiciona a amostra no campo *embasamento soerguido*, próximo ao campo *arco dissecado*, o que pode indicar que a rocha se formou com uma contribuição significativa a partir da erosão de rochas do Arco Magmático de Goiás e das porções crustais locais soerguidas na época em decorrência da orogenia do Ciclo Brasileiro e da formação da Faixa Brasília.

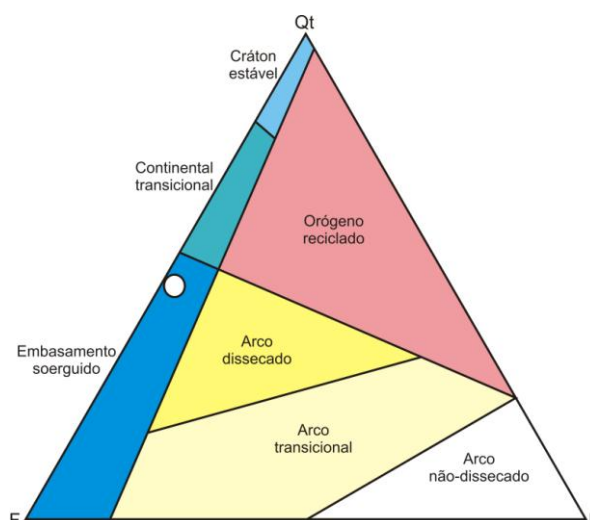


Figura 2.11. Posicionamento da amostra PIR-06 no diagrama de proveniência, no campo de *embasamento soerguido* (Dickinson, 1985).

3.2 U-Pb em Zircão

Os resultados das análises isotópicas por U-Pb em zircão mostram, de maneira geral, resultados que corroboram com as possíveis interpretações obtidas pela análise petrográfica. As figuras 2.12 e 2.13 exemplificam algumas populações de grãos de zircão presentes nas amostras analisadas, com imagens obtidas por meio de BSE e CL.

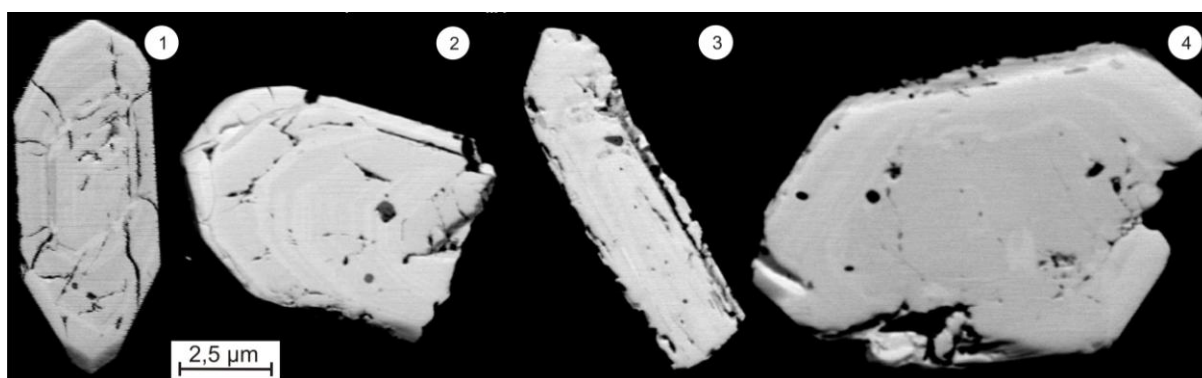


Figura 2.12. Imagem no modo de elétrons retro-espalhados de exemplos de diferentes tipos de zircões do conglomerado da Formação Piranhas (amostra PIR-01), em *mount* polido e metalizado com carbono: (1) zircão bipiramidado ígneo com zonação concêntrica; (2) zircão zonado com inclusões e faces arredondadas devido à abrasão por transporte; (3) zircão acicular também zonado, de origem vulcânica, pouco trabalhado; (4) zircão com zonação concêntrica, inclusões e fraturas, também com evidências de transporte. As colorações mais claras mostram zonas ricas em átomos com maior número atômico, como háfnio. A classificação das populações de zircão foi feita com base em Pupin (1980).

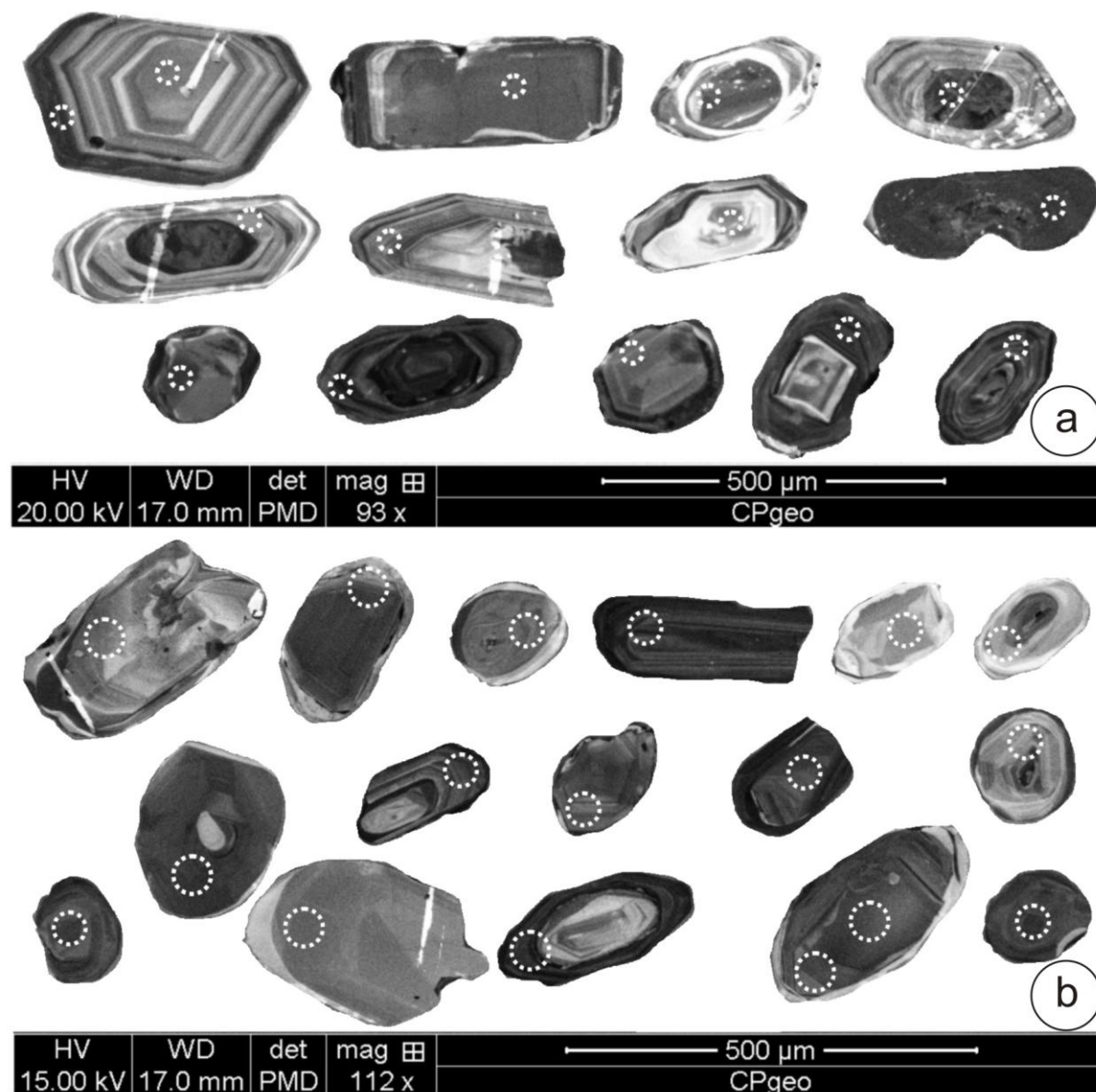


Figura 2.13. Imagem de catodoluminescência dos zircões analisados com localização aproximada do feixe iônico do SHRIMP. (a) Zircões da amostra PIR-01; (b) zircões da amostra PIR-18.

A Figura 2.13 mostra a estrutura de alguns dos grãos de zircão analisados por SHRIMP. As porções mais escuras mais enriquecidas em urânio, o qual destrói o parcialmente o retículo cristalino ao longo do decaimento radioativo. Bordas escuras nos grãos normalmente indicam zonas ricas em U, alteradas e/ou metamictização, com conseqüente perda de chumbo. Evitou-se o posicionamento do feixe iônico em porções dos grãos metamictizadas e em porções e/ou grãos excessivamente fraturados, já que poderiam resultar em idades discordantes decorrentes da perda de chumbo.

Os zircões da amostra PIR-01 são predominantemente zonados e com faces cristalinas bem delimitadas, com poucas evidências de reassimilação magmática e recristalização metamórfica. Os cristais com crescimento alongado segundo o eixo C podem ser de origem vulcânica (Pupin, 1980).

Os zircões da amostra PIR-18 são menores e, de maneira geral, mais arredondados devido à abrasão durante o transporte, o que sugere não apenas proveniência de áreas-fonte em parte distintas daquelas do conglomerado da Fm. Piranhas, mas também que estas estão em posições mais distantes em relação ao depocentro. Pode indicar também o retrabalhamento de rochas sedimentares.

As idades obtidas para a amostra PIR-01 são mostradas no diagrama concórdia da Figura 2.14, acompanhadas pelo histograma (Fig. 2.15).

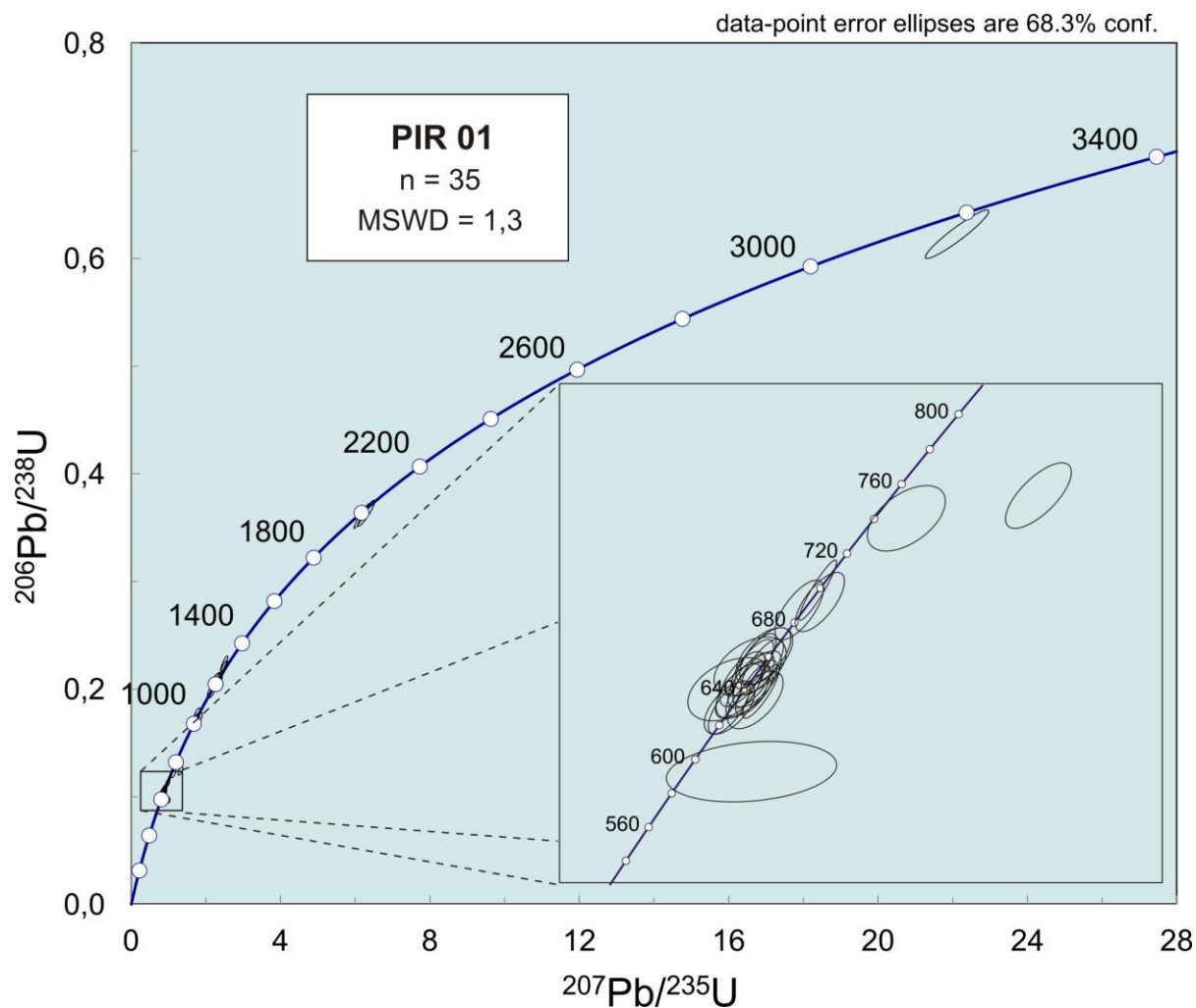


Figura 2.14. Diagrama concórdia das idades da amostra PIR-01.

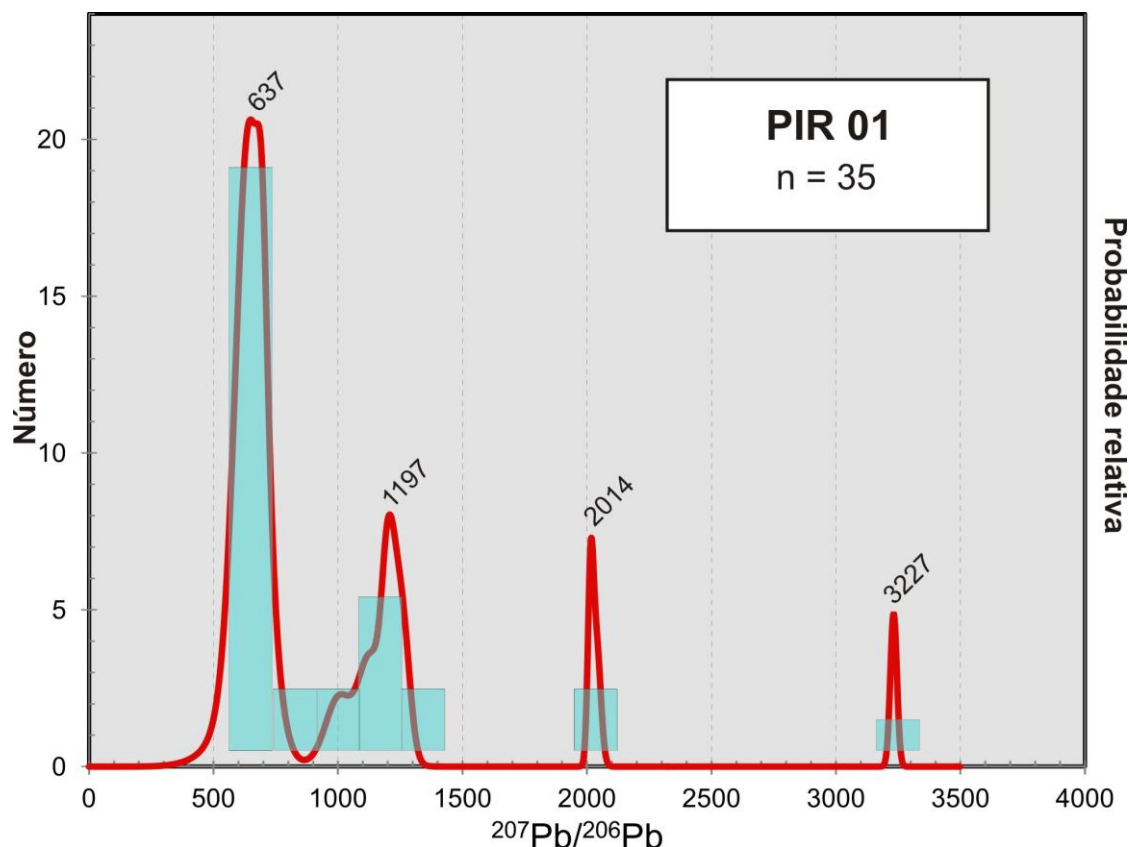


Figura 2.15. Histograma de frequência da amostra PIR-01, com incertezas associadas às razões de 1 σ e discordância menor que 10%.

As idades predominantes na amostra PIR-01 do conglomerado da Fm. Piranhas são neoproterozóicas, sem registros mais jovens que 600 Ma. São observadas também idades de 1.000 e 1.060 Ma, 1.130 a 1.300 Ma, 2.000 Ma e 3.200 Ma. As idades neoproterozóicas, de 600 a 760 Ma são compatíveis com as idades das sequências metavulcanossedimentares e rochas máfico-ultramáficas do Arco Magmático de Goiás na porção de Arenópolis, área-fonte proximal à bacia e corroborado pelos aspectos petrográficos encontrados na rocha. As idades mesoproterozóicas são semelhantes a idades magmáticas dos Complexos Máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava (Pimentel *et al.*, 2004). Todavia, a grande distância entre a bacia e a possível área-fonte (cerca de 500 Km) não é favorável a essa interpretação, tendo em vista a natureza da rocha basal do preenchimento da bacia. Com base na configuração tectônica estimada para a época, outra possível área-fonte são as rochas contidas no Cráton Paranapanema, atualmente sotoposto à cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, cujas idades podem refletir o registro de aglutinação do supercontinente Rodínia durante o

Mesoproterozóico (Pisarevsky *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2008). No Arco Magmático não há registro de rochas com idades mesoproterozóicas. São desconhecidas ainda possíveis áreas-fonte para os zircões de idade paleoproterozóica presentes na rocha. A idade arqueana de 3.200 Ma é idêntica à idade modelo T_{DM} Sm-Nd de ca. 3.2Ga do Gnaiss Ribeirão (Pimentel, 1992) e, deste modo, este zircão pode conter o registro do magmatismo arqueano que formou a rocha que deu origem ao Gnaiss Ribeirão, localizado nas proximidades da cidade de Arenópolis, em Goiás.

As idades U-Pb dos gnaisses, ortognaisses e granito miloníticos do arco (ca.900-760 Ma) (Pimentel *et al.*, 2004) não foram registradas nas populações de zircão da amostra PIR-01, possivelmente porque não estavam expostas durante a abertura e preenchimento do gráben em seus estágios iniciais.

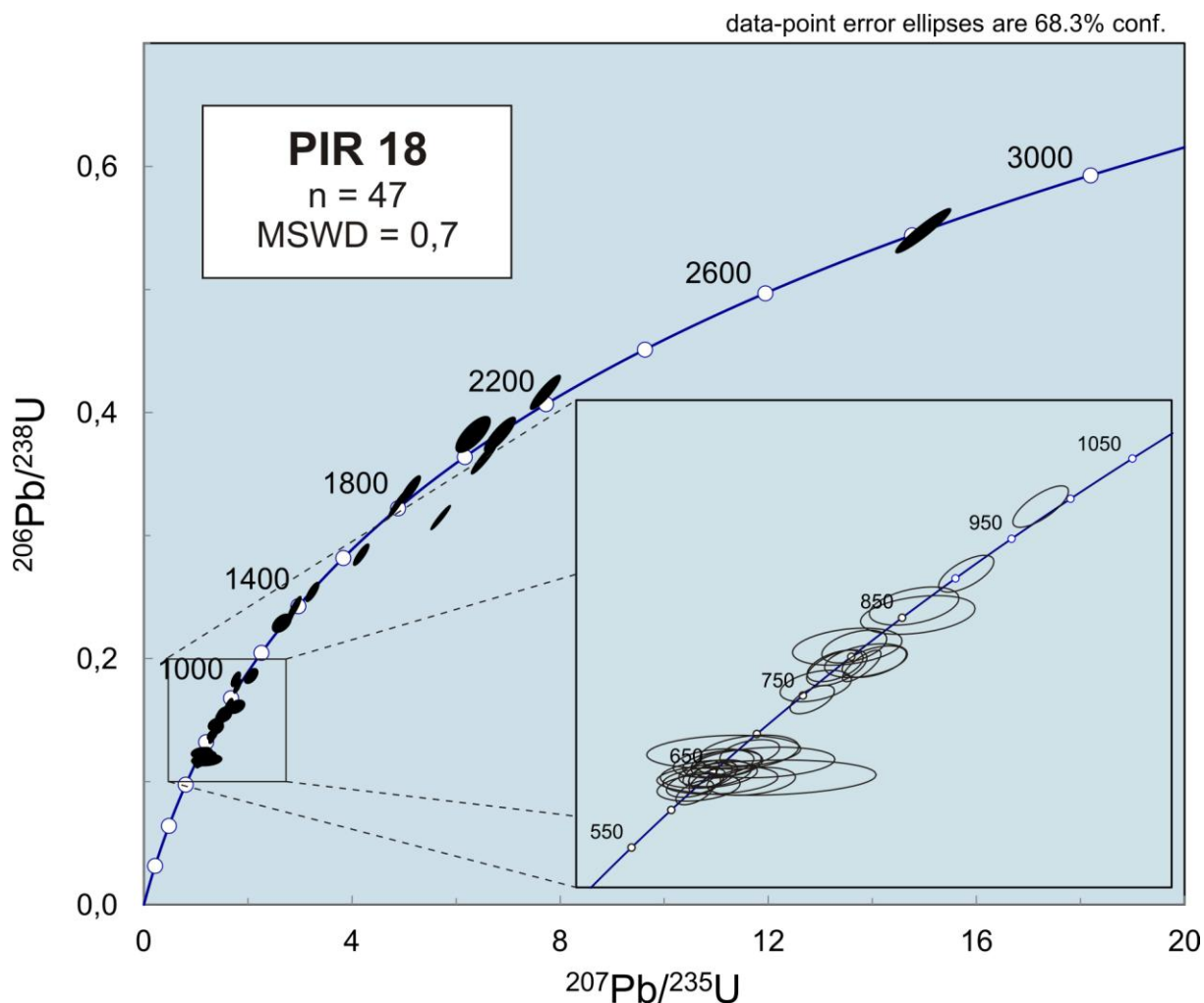


Figura 2.16. Diagrama concórdia da amostra PIR-18.

Da mesma maneira, idades mais jovens que 600 Ma, referentes aos granitóides pós-tectônicos (ca. 590-480 Ma) (Pimentel *et al.*, 1999) estão ausentes na amostra, indicando que este fácies da bacia foi depositado antes da exumação dos corpos graníticos pós-tectônicos. A ausência de registro de ambos os intervalos de idades pode ser justificado, também, por isolamento físico do depocentro em relação à área-fonte.

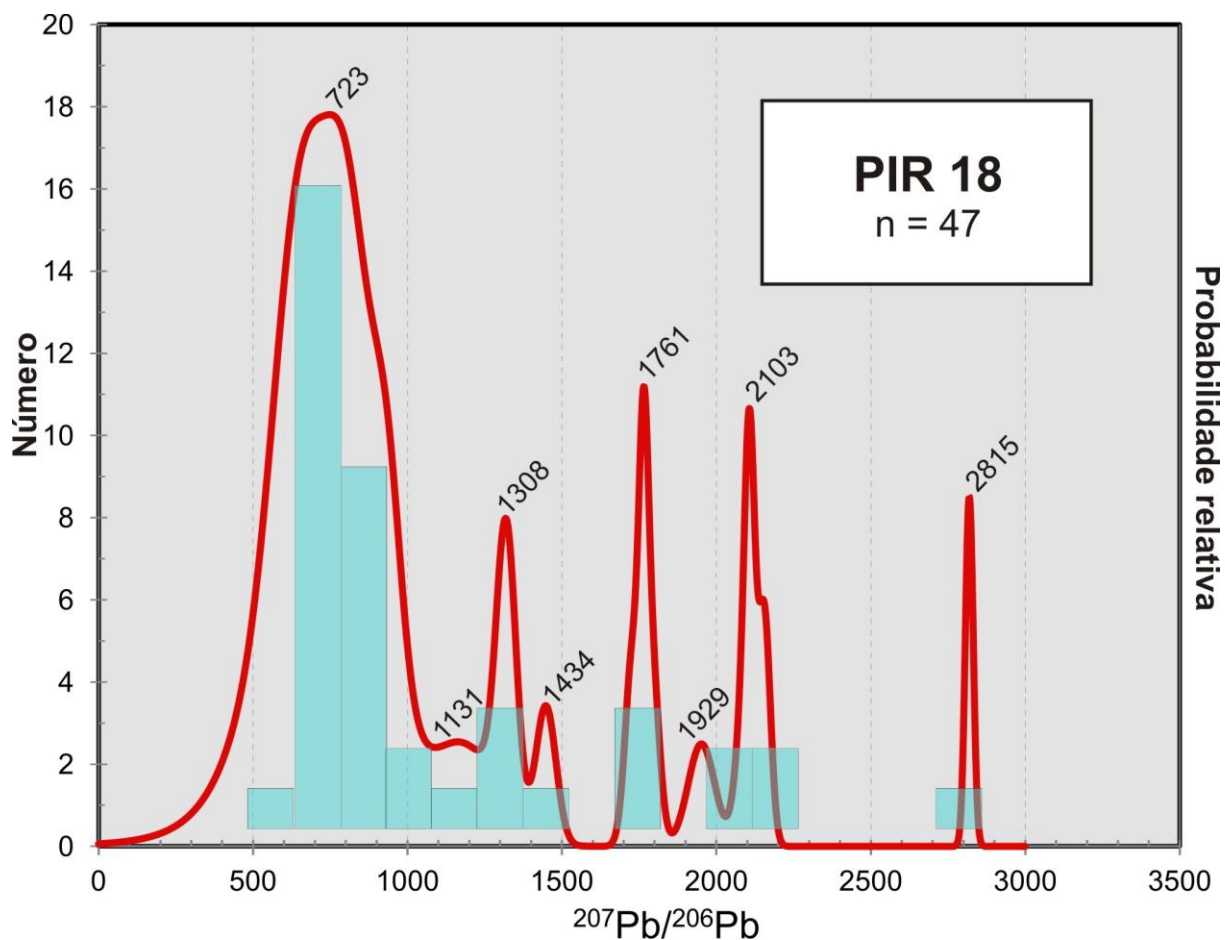


Figura 2.17. Histograma de frequência da amostra PIR-18, com incertezas associadas às razões de 1 σ e discordância menor que 10%.

O histograma da amostra PIR-18 da Fm. Vila Maria da Bacia do Paraná (Fig. 2.17) mostra uma alta frequência de grãos com idades neoproterozóicas, divididas em dois *trends* de idades principais (Fig. 2.16) de 700-600 Ma e de 900-750 Ma, possivelmente indicativas dos dois episódios magmáticos formadores do Arco Magmático de Goiás ao final da orogenia Brasileira (Laux, 2004). Entretanto, a abrangência de possíveis áreas-fonte da Fm. Vila Maria é bastante superior à da Fm. Piranhas, possibilitando a sugestão de áreas-fonte regionais e distais, já que a

primeira possui uma distribuição geográfica considerável e os sedimentos evidentemente trabalhados por transporte (incluindo os grãos de zircão detrítico).

As populações com idades entre 1.250 e 1.000 Ma podem estar associadas à Província Sunsás do Cráton Amazônico, com idades correspondentes à Orogenia Sunsás (Tassinari & Macambira, 2004), além das possíveis fontes sugeridas para as populações de idades semelhantes para a amostra PIR-01. As idades entre 1.500 e 1.300 Ma podem também estar relacionada com a porção sudoeste do Cráton Amazônico. O pico isolado em 1.700 Ma pode representar grãos oriundos das rochas da sequência rifte do Grupo Araí na porção norte da Faixa Brasília, de idade ca. 1,77 Ga (Pimentel *et al.*, 1999), contemporâneas às primeiras sequências de preenchimento do Aulacógeno do Panamirim, no Cráton São Francisco (Alkmim, 2004). As rochas metassedimentares do leste da Faixa Brasília podem ser a fonte dos zircões detríticos com idades entre 2.0 e 2.2 Ga, como os grupos Ibiá, Jequitia e Paranoá, conforme Rodrigues (2008) e Pimentel *et al.*(2011).

3.3 Evolução Tectônica

De maneira geral, a formação do gráben ocorreu devido ao soergimento e concomitante extensão litosférica que se seguiram à colisão continental, junto com o pico do metamorfismo Brasileiro, o qual se deu por volta de 600 Ma (Pimentel *et al.*, 2004). O preenchimento teve início com a deposição dos conglomerados basais com fragmentos líticos submétricos arredondados e clastos menores angulosos, predominantemente de rochas neoproterozóicas do arco, e detritos provavelmente oriundos do Cráton Paranapanema, os quais contêm registro da formação do Supercontinente Rodínia. Os conglomerados têm idade máxima de deposição de ca. 600 Ma, conforme a idade concordante do zircão detrítico mais jovem (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Anexos). As rochas plutônicas que foram metamorizadas durante a orogênese Brasileira, posicionadas na raiz do arco magmático, ainda não estavam expostas, bem como os granitóides pós-tectônicos. O preenchimento do gráben a partir das rochas imediatamente proximais progrediu com a deposição de sedimentos de proveniência cada vez mais distal e de profundidades originais maiores, em decorrência da erosão incidente sobre o orógeno. Esta afirmação é

evidenciada pela análise petrográfica, que indicam deposição de detritos do embasamento soerguido nas fácies intermediárias da Fm. Piranhas. A granulometria das rochas diminuiu progressivamente, de maneira proporcional ao aumento no arredondamento dos grãos detríticos. Tendo em vista que a proveniência dos grãos detríticos varia verticalmente com o preenchimento da bacia e evolui de acordo com a erosão dos altos topográficos formados a partir da colisão continental, essas observações sugerem que alguns componentes de proveniência possam variar também de maneira lateral no gráben, devido à sua razoável extensão.

O fim da deposição da Fm. Piranhas foi seguido pela reativação do arcabouço brasileiro da região, devido à compressão decorrente da Orogenia Oclóyica na borda oeste do continente (Milani *et al.*, 2007). A depressão do substrato gerou espaço de acomodação para deposição da Supersequência Rio Ivaí da Bacia do Paraná, no Neo-Ordoviciano. A Fm. Vila Maria possui idade mínima de deposição de *ca.* 436 ± 8 Ma (Mizusaki *et al.*, 2002). As populações de zircão detrítico do arenito superior desta formação revelam uma área-fonte principal de idade neoproterozóica, com registro da bimodalidade do magmatismo do arco, além de outras idades compatíveis com uma ampla amostragem de áreas-fonte, como as idades mesoproterozóicas possivelmente relacionadas ao Cráton Amazônico, e paleoproterozóicas correlacionáveis à Tafrogênese Estateriana e aos sedimentos detríticos oriundos da erosão das rochas metassedimentares da Faixa Brasília. É possível inferir uma idade máxima de deposição para a Fm. Vila Maria de 623 Ma (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). A ausência de grãos de zircão com idades entre 550 e 450 Ma atesta a não-deposição de sedimentos oriundos dos granitóides pós-tectônicos, por motivo da não erosão dos mesmos ou por isolamento físico das rochas-fonte em relação à bacia.

4 CONCLUSÕES

Com base nos dados petrográficos e geocronológicos discutidos acima, é possível concluir que:

- A bacia formada pelo gráben de Piranhas formou-se a partir da extensão que se seguiu após a compressão e consequente soerguimento do orógeno no Ciclo Brasileiro, originando uma bacia intermontana de natureza molássica;
- O início da sedimentação da Fm. Piranhas se deu a predominantemente partir das rochas das sequências metavulcanossedimentares do Arco Magmático de Goiás com idades entre *ca.* 700-600 Ma, sem contribuição dos gnaisses e granitos miloníticos idades mais antigas ou tampouco dos granitos pós-tectônicos, devido à erosão dos sedimentos que continham tais registros ou da sua não-deposição em decorrência de um isolamento paleogeográfico da área-fonte em relação à bacia;
- Na medida em que se deu o preenchimento da bacia, as áreas-fonte tornaram-se progressivamente mais distais, como demonstrado pela diminuição da granulometria e diferenças composicionais marcantes dos litarenitos em relação aos conglomerados;
- As populações mais jovens do arenito da Fm. Vila Maria (*ca.* 700-600 Ma e 900-750 Ma) são semelhantes àquelas presentes nas porções basais da Fm. Piranhas, mas estão presentes as idades de magmatismo mais antigas decorrentes da erosão da raiz do arco bem como idades meso e paleoproterozóicas oriundas de fontes distais em relação ao orógeno da Faixa Brasília;
- As dúvidas remanescentes sobre a proveniência das rochas da Fm. Piranhas e sua relação com as primeiras manifestações sedimentares da Bacia do Paraná podem ser explicadas com estudo mais aprofundado por meio da análise de um maior número de amostras ao longo do gráben e de maneira ascendente na sequência sedimentar, além de um estudo faciológico mais completo.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as relações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.(Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 18-35.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*. Amsterdam, v. 17, p. 1-29.
- ANDERSEN, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*. Amsterdam, v. 216, p. 249– 270.
- ARAÚJO, V. A.; MORETON, L. C. 2008. Unidades litoestratigráficas. In: MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L.C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. 2008. *Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia: CPRM/SIC – FUNMINERAL. p. 43-113.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, v. 24(2), p. 77-89.
- ASSINE, M. L.; ALVARENGA, C. J. S.; PERINOTTO, J. A. J. 1998. Formação lapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28 (1), p. 51-60.
- ÁVILA, J. N. 2003. *Evolução tectono-termal-deposicional da sub-bacia de Cachueta, Bacia de Cuyo, NW-Argentina*. 2003. 131 f. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BOGGS Jr, S.; KRINSLEY, D. 2006. *Cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge: Cambridge University Press. 177 p.
- CHEMALE Jr., F. 1993. Bacias molássicas brasileiras. *Acta Geológica Leopoldensia*, n. 37, p. 109-118.
- CONDIE, K. C.; BELOUSOVA, E.; GRIFFIN, W. L.; SIRCOMBE, K. N.; 2009. Granitoid events in space and time: Constrains from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, v. 15, p. 228-242.
- DICKIN, A. P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 492 p.

- DICKINSON, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G. G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. Cosenza: D. Reidel Publishing Company. p.333-361.
- DODSON, M. H.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S.; WILSON, J. F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society*. London, v.145, p.977-983.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. 2005. *Isotopes: Principles and applications*. Hoboken: John Wiley & Sons, Inc. 897p.
- FEDO, C. M.; SIRCOMBE, K. N.; RAINBIRD, R. H. 2003, Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. (Ed.) *Zircon: Experiments, Isotopes, and Trace Element Investigation*. Washington, DC: Mineralogical Society of America. p. 277-303. (Reviews in Mineralogy, Chapter 10, v. 53).
- GALVÁN JOSA, V.; BERTOLINO, S. R.; RIVEROS, J. A.; CASTELLANO, G. 2009. Methodology for processing backscattered electron images. Application to Aguada archaeological paints. *Micron*, v. 40, p. 793-799.
- GULF OF MEXICO Integrated Science: Tampa Bay Study Data: banco de dados mantido pelo United States Geological Survey. Disponível em <http://gulfsi.usgs.gov/tampabay/data/2_biogeochemical_cycles/radionuclides.html> Acesso em 21 mai. 2011.
- HARDMOB Forum. Lista mantida por vBulletin, Jelsoft Enterprises Ltd no Brasil. Disponível em: < <http://www.hardmob.com.br/threads/435653-44-Imagens-Incr%C3%ADveis-de-Microsc%C3%B3pios-Eletr%C3%B4nicos-de-Varredura>>. Acesso em: 5 jun. 2011.
- IRELAND, T. R.; WILLIAMS, I., S. 2003. Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. (Ed.) *Zircon: Experiments, Isotopes, and Trace Element Investigation*. Washington, DC: Mineralogical Society of America. p. 277-303. (Reviews in Mineralogy, Chapter 10, v. 53).
- KOŠLER, J.; FONNELAND, H.; SYLVESTER, P.; TUBRETT, M.; PEDERSEN, R. B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, v. 182, p.605-618.
- LACERDA FILHO, J. V.; FRASCA, A. A. S. 2008. Compartimentação tectônica. In: MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L.C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. 2008. *Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia: CPRM/SIC – FUNMINERAL. p. 34-42.
- LAUX, J. H. 2004. *Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd*. 2004. 113 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília.

LI, Z. X.; BOGDANOVA, S. V.; COLLINS, A. S.; DAVIDSON, A.; DE WAELE, B.; ERNST, R. E.; FITZSIMONS, I. C. W.; FUCK, R. A.; GLADKOCHUB, D. P.; JACOBS, J.; KARLSTROM, K. E.; LU, S.; NATAPOV, L. M.; PEASE, V.; PISAREVSKY, S. A.; THRANE, K.; VERNIKOVSKY, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, v. 160, p. 179-210.

LUDWIG, K. R. 2001. Squid 1.02. A user's manual. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication n. 2*. 22p.

LUDWIG, K. R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication n. 4*. 71 p.

MILANI, E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Porto Alegre. 2 v. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.(Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 265-279.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. 2007. Bacia do Paraná. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15 (2), p. 265-288.

MIZUSAKI, A. M. P.; MELO, J. H. G.; VIGNOL-LELARGE, M. L.; STEEMANS, P. 2002. Vila Maria Formation (Silurian, Paraná Basin, Brazil): integrated radiometric and palynological age determinations. *Geological Magazine*. Cambridge, v. 139 (4), p. 453-463.

MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L.C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. 2008. *Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia: CPRM/SIC – FUNMINERAL. 143p.

MORTON, A. C.; WHITHAM, A. G.; FANNING, C. M. 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstone in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 3-28.

OWEN, M. R.; 1987. Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p.824-830.

PIMENTEL, M.M. 1991. Late Proterozoic Crustal Evolution of the Tocantins Province in central Brazil: an Isotopic and Geochemical Study. 248 p. (PhD Thesis), University of Oxford.

- PIMENTEL, M. M. 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozóico em gnaisses do oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22(3), p. 262-268.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. 1994. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço Mediano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24(2), p.104-111.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A ; ALVARENGA, C. J. S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil: late precambrian/early Paleozoic extension. *Precambrian Research* , v. 80, P. 217-238.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*.v. 46, p. 463-483.
- PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.(Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 355-369.
- PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRON, R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South American Earth Science*, v. 31, p. 345-357.
- PISAREVSKY, S. A.; WINGATE, M. T. D.; POWELL, C.; JOHNSON, S.; EVANS, D. A. D. 2003. Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: YOSHIDA, M.; WINDLEY, B. F.; DASGUPTA, S. (Ed.) *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. London. Geological Society of London. Special Publications, n. 206, p. 35-55.
- PUPIN, J. P. 1980. Zircon and Granite Petrography. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 207-220.
- REED, J. B. 2010. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University, 2 ed. 206 p.
- REMUS, M. V. D.; SOUZA, R. S.; CUPERTINO, J. A.; DE ROS, L. F.; DANI, N.; VIGNOL-LELARGE. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38(2), p.166-185.
- RODRIGUES, J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. 141 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília.

SHRIMP – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (2011). São Paulo, Universidade de São Paulo. Disponível em <<http://www.igc.usp.br/index.php?id=259>>. Acesso em: 3 nov. de 2011.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version 01.02.07. Disponível em <http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf> . Acesso em: 19 nov. de 2011.

SIRCOMBE, K. N. 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, v. 124, p.47-67.

TASSINARI, C. C.; MACAMBIRA, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.(Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-485.

TERA, F.; WASSERBURG, G. J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281-304.

TIMMS, N. E.; REDDY, S. M. 2009. Response of cathodoluminescence to crystal-plastic deformation in zircon. *Chemical Geology*, v. 261, p. 12-24.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.(Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 575-592.

VAN HOUTEN, S. P. 1973. Meaning of Molasse. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 1973-1976.

VASCONCELOS, M. A. Z.; HINRICHS, R. 2010. Microanálise na caracterização de gemas e joias. In: HARTMANN, L. A.; SILVA, J. T. (Org.) *Tecnologias para o setor de gemas, joias e mineração*. Porto Alegre: IGEO/UFRGS. p. 117-132.

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* v.7, p. 1-35.

WITTKKE, J. H. 2003. Effects of Electron Bombardment: apostila online mantida pela Northern Arizona University. Disponível em <<http://www4.nau.edu/microanalysis/microprobe/Interact-Effects.html>>. Acesso em: 4 jul. 2011.

WU, F. T.; CAETANO-CHANG, M. R.; LANDEVI, P. M. B. 1991. Proveniência das rochas arenosas do Subgrupo Itararé em termos de ambiente tectônico no sul do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21 (2), p. 127-137.

ZUFFA, G. G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In. ZUFFA, G. G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. Cosenza: D. Reidel Publishing Company. p.165-18.

ANEXOS

(errors are 1σ unless otherwise specified)

Isotope Ratio Data for Samples

* Pb204 Corrected

| Spot Name | f(206)% | ppm U | ppm Th | 232Th /238U | 206Pb/238U* Age | 1σ err | 207Pb/206Pb* Age | 1σ err | 208Pb/232Th* Age | 1σ err | % Discordant | 208r /232* | % err | Total 238 /206 | % err | Total 207 /206 | % err | 238/206r* | % err | 207r /206r* | % err | 207r /235* | % err | 206r /238* | % err | err corr |
|--------------|---------|-------|--------|-------------|-----------------|--------|------------------|--------|------------------|--------|--------------|------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|-----------|-------|-------------|-------|------------|-------|------------|-------|----------|
| PIR01_1-01.2 | 0,21 | 1694 | 24 | 0,01 | 698,9 | 14,3 | 695 | 18 | 506 | 144 | -1 | ,0253 | 28,4 | 8,72 | 2,2 | ,0642 | 0,6 | 8,73 | 2,2 | ,0626 | 0,8 | 0,99 | 2,3 | ,1145 | 2,2 | ,931 |
| PIR01_1-1.1 | 0,43 | 374 | 166 | 0,46 | 687,3 | 14,2 | 672 | 46 | 660 | 21 | -2 | ,0332 | 3,2 | 8,85 | 2,2 | ,0652 | 1,3 | 8,89 | 2,2 | ,0619 | 2,2 | 0,96 | 3,1 | ,1125 | 2,2 | ,709 |
| PIR01_1-2.1 | 0,43 | 722 | 336 | 0,48 | 1215,1 | 24,8 | 1195 | 22 | 1179 | 33 | -2 | ,0601 | 2,8 | 4,80 | 2,2 | ,0832 | 0,7 | 4,82 | 2,2 | ,0799 | 1,1 | 2,29 | 2,5 | ,2074 | 2,2 | ,894 |
| PIR01_1-3.1 | 0,35 | 711 | 37 | 0,05 | 654,3 | 13,2 | 657 | 41 | 552 | 79 | 0 | ,0277 | 14,2 | 9,33 | 2,1 | ,0642 | 1,4 | 9,36 | 2,1 | ,0615 | 1,9 | 0,91 | 2,9 | ,1068 | 2,1 | ,745 |
| PIR01_2-4.1 | 0,58 | 746 | 471 | 0,65 | 1203,2 | 26,2 | 1266 | 28 | 1173 | 33 | 5 | ,0597 | 2,8 | 4,85 | 2,4 | ,0872 | 0,6 | 4,87 | 2,4 | ,0829 | 1,4 | 2,34 | 2,8 | ,2052 | 2,4 | ,857 |
| PIR01_2-5.1 | 0,44 | 506 | 209 | 0,43 | 653,9 | 13,3 | 622 | 43 | 636 | 19 | -5 | ,0320 | 3,0 | 9,33 | 2,1 | ,0639 | 1,1 | 9,37 | 2,1 | ,0605 | 2,0 | 0,89 | 2,9 | ,1068 | 2,1 | ,731 |
| PIR01_2-6.1 | 0,41 | 69 | 28 | 0,42 | 3120,6 | 59,2 | 3232 | 13 | 2955 | 118 | 4 | ,1574 | 4,0 | 1,60 | 2,4 | ,2600 | 0,7 | 1,61 | 2,4 | ,2576 | 0,8 | 22,11 | 2,5 | ,6227 | 2,4 | ,944 |
| PIR01_2-7.1 | 2,82 | 90 | 32 | 0,37 | 592,8 | 14,5 | 837 | 238 | 750 | 101 | 41 | ,0378 | 13,4 | 10,09 | 2,4 | ,0887 | 2,6 | 10,38 | 2,6 | ,0670 | 11,4 | 0,89 | 11,7 | ,0963 | 2,6 | ,219 |
| PIR01_2-8.1 | 0,62 | 266 | 136 | 0,53 | 660,4 | 13,7 | 642 | 67 | 634 | 24 | -3 | ,0318 | 3,8 | 9,21 | 2,2 | ,0659 | 1,6 | 9,27 | 2,2 | ,0611 | 3,1 | 0,91 | 3,8 | ,1079 | 2,2 | ,571 |
| PIR01_2-9.1 | 0,47 | 582 | 424 | 0,75 | 630,5 | 12,7 | 619 | 45 | 614 | 16 | -2 | ,0308 | 2,5 | 9,69 | 2,1 | ,0641 | 1,1 | 9,73 | 2,1 | ,0604 | 2,1 | 0,86 | 3,0 | ,1027 | 2,1 | ,713 |
| PIR01_2-10.1 | 1,27 | 236 | 53 | 0,23 | 641,1 | 15,1 | 584 | 119 | 603 | 72 | -9 | ,0303 | 11,9 | 9,44 | 2,4 | ,0693 | 1,6 | 9,56 | 2,5 | ,0595 | 5,5 | 0,86 | 6,0 | ,1046 | 2,5 | ,411 |
| PIR01_2-11.1 | 0,67 | 264 | 32 | 0,13 | 634,9 | 13,8 | 699 | 65 | 558 | 73 | 10 | ,0280 | 13,1 | 9,60 | 2,3 | ,0679 | 1,4 | 9,66 | 2,3 | ,0627 | 3,0 | 0,90 | 3,8 | ,1035 | 2,3 | ,600 |
| PIR01_2-12.1 | 0,41 | 507 | 234 | 0,48 | 647,1 | 13,1 | 609 | 50 | 645 | 18 | -6 | ,0324 | 2,8 | 9,43 | 2,1 | ,0634 | 1,6 | 9,47 | 2,1 | ,0602 | 2,3 | 0,88 | 3,1 | ,1056 | 2,1 | ,679 |
| PIR01_2-13.1 | 0,48 | 468 | 220 | 0,49 | 647,1 | 13,4 | 663 | 53 | 623 | 18 | 2 | ,0313 | 3,0 | 9,42 | 2,2 | ,0654 | 1,7 | 9,47 | 2,2 | ,0617 | 2,5 | 0,90 | 3,3 | ,1056 | 2,2 | ,664 |
| PIR01_2-13.2 | 0,58 | 274 | 68 | 0,26 | 640,4 | 13,3 | 635 | 66 | 572 | 35 | -1 | ,0287 | 6,1 | 9,52 | 2,2 | ,0654 | 1,7 | 9,57 | 2,2 | ,0609 | 3,1 | 0,88 | 3,8 | ,1044 | 2,2 | ,580 |
| PIR01_2-14.1 | 0,33 | 551 | 174 | 0,33 | 641,6 | 13,0 | 640 | 35 | 607 | 19 | 0 | ,0305 | 3,1 | 9,52 | 2,1 | ,0636 | 1,1 | 9,56 | 2,1 | ,0610 | 1,6 | 0,88 | 2,7 | ,1046 | 2,1 | ,794 |
| PIR01_2-14.2 | 0,82 | 251 | 187 | 0,77 | 1045,4 | 22,7 | 1001 | 50 | 1018 | 31 | -4 | ,0516 | 3,0 | 5,63 | 2,3 | ,0788 | 1,2 | 5,68 | 2,3 | ,0725 | 2,5 | 1,76 | 3,4 | ,1761 | 2,3 | ,691 |
| PIR01_2-15.1 | 0,20 | 747 | 635 | 0,88 | 639,9 | 12,8 | 702 | 28 | 638 | 15 | 10 | ,0321 | 2,3 | 9,56 | 2,1 | ,0644 | 0,9 | 9,58 | 2,1 | ,0628 | 1,3 | 0,90 | 2,5 | ,1044 | 2,1 | ,846 |
| PIR01_2-16.1 | 1,04 | 695 | 426 | 0,63 | 630,4 | 12,7 | 621 | 63 | 599 | 18 | -1 | ,0301 | 2,9 | 9,63 | 2,1 | ,0685 | 1,2 | 9,73 | 2,1 | ,0605 | 2,9 | 0,86 | 3,6 | ,1027 | 2,1 | ,588 |
| PIR01_2-17.1 | 0,19 | 351 | 155 | 0,46 | 1985,8 | 36,2 | 2015 | 11 | 1916 | 45 | 1 | ,0994 | 2,4 | 2,77 | 2,1 | ,1253 | 0,6 | 2,77 | 2,1 | ,1240 | 0,6 | 6,17 | 2,2 | ,3608 | 2,1 | ,958 |
| PIR01_2-18.1 | 1,14 | 195 | 64 | 0,34 | 654,4 | 14,1 | 612 | 95 | 622 | 41 | -6 | ,0312 | 6,6 | 9,25 | 2,2 | ,0691 | 1,8 | 9,36 | 2,3 | ,0602 | 4,4 | 0,89 | 5,0 | ,1068 | 2,3 | ,456 |
| PIR01_2-19.1 | 0,51 | 233 | 126 | 0,56 | 1165,6 | 23,1 | 1163 | 47 | 1236 | 36 | 0 | ,0631 | 2,9 | 5,02 | 2,2 | ,0825 | 1,8 | 5,05 | 2,2 | ,0786 | 2,4 | 2,15 | 3,2 | ,1982 | 2,2 | ,674 |
| PIR01_3-20.1 | 0,41 | 230 | 103 | 0,46 | 1278,0 | 25,1 | 1246 | 31 | 1406 | 40 | -3 | ,0721 | 2,9 | 4,54 | 2,2 | ,0851 | 1,1 | 4,56 | 2,2 | ,0820 | 1,6 | 2,48 | 2,7 | ,2193 | 2,2 | ,805 |
| PIR01_3-21.1 | 0,51 | 412 | 116 | 0,29 | 692,0 | 14,0 | 724 | 46 | 593 | 26 | 5 | ,0298 | 4,4 | 8,78 | 2,1 | ,0674 | 1,2 | 8,82 | 2,1 | ,0635 | 2,1 | 0,99 | 3,0 | ,1133 | 2,1 | ,705 |
| PIR01_3-22.1 | 0,63 | 304 | 85 | 0,29 | 753,4 | 15,4 | 1124 | 43 | 683 | 40 | 49 | ,0344 | 5,8 | 8,02 | 2,2 | ,0819 | 1,2 | 8,07 | 2,2 | ,0771 | 2,1 | 1,32 | 3,0 | ,1240 | 2,2 | ,710 |
| PIR01_3-23.1 | 0,43 | 662 | 102 | 0,16 | 657,6 | 13,2 | 621 | 40 | 345 | 32 | -6 | ,0172 | 9,4 | 9,27 | 2,1 | ,0638 | 1,0 | 9,31 | 2,1 | ,0605 | 1,8 | 0,90 | 2,8 | ,1074 | 2,1 | ,753 |
| PIR01_3-24.1 | 0,28 | 178 | 373 | 2,16 | 1998,6 | 38,0 | 2039 | 17 | 1979 | 46 | 2 | ,1029 | 2,3 | 2,74 | 2,2 | ,1277 | 0,8 | 2,75 | 2,2 | ,1257 | 1,0 | 6,30 | 2,4 | ,3635 | 2,2 | ,919 |
| PIR01_3-25.1 | 0,61 | 323 | 160 | 0,51 | 1025,6 | 20,4 | 1112 | 38 | 1356 | 37 | 8 | ,0694 | 2,7 | 5,76 | 2,1 | ,0813 | 1,1 | 5,80 | 2,2 | ,0767 | 1,9 | 1,82 | 2,9 | ,1725 | 2,2 | ,746 |
| PIR01_3-26.1 | 0,45 | 374 | 148 | 0,41 | 660,5 | 13,5 | 646 | 57 | 655 | 23 | -2 | ,0329 | 3,5 | 9,23 | 2,1 | ,0647 | 1,7 | 9,27 | 2,2 | ,0612 | 2,6 | 0,91 | 3,4 | ,1079 | 2,2 | ,631 |
| PIR01_3-27.1 | 0,73 | 172 | 112 | 0,67 | 1219,8 | 24,7 | 1183 | 62 | 1198 | 48 | -3 | ,0610 | 4,0 | 4,77 | 2,2 | ,0849 | 1,3 | 4,80 | 2,2 | ,0794 | 3,1 | 2,28 | 3,8 | ,2083 | 2,2 | ,582 |
| PIR01_3-28.1 | 0,47 | 459 | 181 | 0,41 | 640,2 | 13,1 | 620 | 52 | 587 | 20 | -3 | ,0294 | 3,5 | 9,53 | 2,1 | ,0641 | 1,5 | 9,58 | 2,1 | ,0605 | 2,4 | 0,87 | 3,2 | ,1044 | 2,1 | ,662 |
| PIR01_3-29.1 | 1,13 | 237 | 90 | 0,39 | 1020,4 | 20,7 | 1018 | 67 | 1171 | 55 | 0 | ,0596 | 4,7 | 5,77 | 2,2 | ,0818 | 1,4 | 5,83 | 2,2 | ,0732 | 3,3 | 1,73 | 4,0 | ,1715 | 2,2 | ,554 |
| PIR01_4-30.1 | 0,23 | 525 | 162 | 0,32 | 642,1 | 13,0 | 677 | 39 | 627 | 21 | 5 | ,0315 | 3,4 | 9,53 | 2,1 | ,0638 | 1,2 | 9,55 | 2,1 | ,0621 | 1,8 | 0,90 | 2,8 | ,1047 | 2,1 | ,760 |
| PIR01_4-31.1 | 0,35 | 388 | 43 | 0,12 | 1300,2 | 25,1 | 1217 | 25 | 1198 | 76 | -6 | ,0611 | 6,3 | 4,46 | 2,1 | ,0834 | 0,9 | 4,47 | 2,1 | ,0808 | 1,3 | 2,49 | 2,5 | ,2235 | 2,1 | ,860 |
| PIR01_4-32.1 | 1,04 | 377 | 191 | 0,52 | 740,3 | 15,4 | 831 | 76 | 688 | 31 | 12 | ,0346 | 4,5 | 8,13 | 2,2 | ,0748 | 1,3 | 8,22 | 2,2 | ,0668 | 3,6 | 1,12 | 4,2 | ,1217 | 2,2 | ,518 |
| PIR01_4-33.1 | 0,36 | 419 | 285 | 0,70 | 646,3 | 13,2 | 644 | 50 | 649 | 17 | 0 | ,0326 | 2,6 | 9,45 | 2,1 | ,0639 | 1,7 | 9,48 | 2,2 | ,0611 | 2,3 | 0,89 | 3,2 | ,1055 | 2,2 | ,680 |

Isotope Ratio Data for Samples
(errors are 1σ unless otherwise specified)

* Pb204 Corrected

| Spot Name | f(206)% | ppm U | ppm Th | 232Th /238U | 206Pb/238U* Age | 1σ err | 207Pb/206Pb* Age | 1σ err | 208Pb/232Th* Age | 1σ err | % Discordant | 208r /232* | % err | Total 238 /206 | % err | Total 207 /206 | % err | 238/206r* | % err | 207r /206r* | % err | 207r /235* | % err | 206r /238* | % err | err corr |
|--------------|---------|-------|--------|-------------|-----------------|--------|------------------|--------|------------------|--------|--------------|------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|-----------|-------|-------------|-------|------------|-------|------------|-------|----------|
| PIR18_1-1.1 | 0,52 | 336 | 58 | 0,18 | 637,9 | 13,3 | 661 | 62 | 626 | 48 | 4 | ,0314 | 7,7 | 9,56 | 2,2 | ,0656 | 1,5 | 9,61 | 2,2 | ,0616 | 2,9 | 0,88 | 3,6 | ,1040 | 2,2 | ,607 |
| PIR18_1-2.1 | 0,77 | 179 | 229 | 1,32 | 646,7 | 13,9 | 663 | 91 | 632 | 19 | 2 | ,0318 | 3,0 | 9,40 | 2,2 | ,0676 | 2,0 | 9,48 | 2,3 | ,0617 | 4,2 | 0,90 | 4,8 | ,1055 | 2,3 | ,470 |
| PIR18_1-3.1 | 1,28 | 137 | 77 | 0,58 | 762,4 | 16,6 | 767 | 109 | 696 | 37 | 1 | ,0350 | 5,3 | 7,86 | 2,3 | ,0746 | 2,3 | 7,97 | 2,3 | ,0648 | 5,2 | 1,12 | 5,7 | ,1255 | 2,3 | ,407 |
| PIR18_1-4.1 | 1,65 | 100 | 120 | 1,24 | 638,0 | 15,0 | 879 | 159 | 644 | 28 | 38 | ,0324 | 4,4 | 9,45 | 2,4 | ,0810 | 2,5 | 9,61 | 2,5 | ,0683 | 7,7 | 0,98 | 8,1 | ,1040 | 2,5 | ,306 |
| PIR18_1-5.1 | 2,97 | 51 | 65 | 1,34 | 642,7 | 19,0 | 932 | 391 | 660 | 56 | 45 | ,0332 | 8,5 | 9,25 | 2,7 | ,0929 | 5,3 | 9,54 | 3,1 | ,0701 | 19,0 | 1,01 | 19,3 | ,1048 | 3,1 | ,161 |
| PIR18_1-6.1 | 2,09 | 94 | 104 | 1,15 | 639,7 | 15,3 | 724 | 232 | 644 | 34 | 13 | ,0324 | 5,3 | 9,39 | 2,4 | ,0796 | 5,2 | 9,59 | 2,5 | ,0635 | 11,0 | 0,91 | 11,2 | ,1043 | 2,5 | ,224 |
| PIR18_1-7.1 | 1,52 | 71 | 39 | 0,56 | 895,6 | 20,9 | 1129 | 129 | 967 | 78 | 26 | ,0490 | 8,0 | 6,61 | 2,5 | ,0888 | 3,8 | 6,71 | 2,5 | ,0773 | 6,5 | 1,59 | 7,0 | ,1490 | 2,5 | ,359 |
| PIR18_1-8.1 | 0,73 | 292 | 318 | 1,13 | 623,1 | 13,2 | 648 | 70 | 607 | 18 | 4 | ,0305 | 2,9 | 9,78 | 2,2 | ,0669 | 1,7 | 9,85 | 2,2 | ,0613 | 3,2 | 0,86 | 3,9 | ,1015 | 2,2 | ,564 |
| PIR18_1-9.1 | 0,75 | 115 | 91 | 0,81 | 1273,5 | 26,6 | 1248 | 85 | 1214 | 54 | -2 | ,0619 | 4,5 | 4,54 | 2,3 | ,0878 | 2,4 | 4,58 | 2,3 | ,0821 | 4,3 | 2,47 | 4,9 | ,2184 | 2,3 | ,468 |
| PIR18_1-9.2 | 1,05 | 108 | 43 | 0,41 | 1037,3 | 22,7 | 1146 | 81 | 989 | 62 | 10 | ,0502 | 6,3 | 5,67 | 2,4 | ,0859 | 2,2 | 5,73 | 2,4 | ,0780 | 4,1 | 1,88 | 4,7 | ,1746 | 2,4 | ,505 |
| PIR18_1-10.1 | 1,01 | 94 | 46 | 0,50 | 864,9 | 19,7 | 853 | 113 | 874 | 57 | -1 | ,0442 | 6,5 | 6,89 | 2,4 | ,0752 | 2,1 | 6,96 | 2,4 | ,0675 | 5,5 | 1,34 | 6,0 | ,1436 | 2,4 | ,408 |
| PIR18_1-11.1 | 1,30 | 112 | 98 | 0,90 | 661,3 | 15,0 | 678 | 136 | 636 | 35 | 2 | ,0320 | 5,5 | 9,14 | 2,3 | ,0722 | 2,4 | 9,26 | 2,4 | ,0621 | 6,4 | 0,93 | 6,8 | ,1080 | 2,4 | ,350 |
| PIR18_2-12.1 | 1,56 | 100 | 53 | 0,55 | 661,9 | 15,2 | 612 | 165 | 646 | 52 | -8 | ,0325 | 8,0 | 9,10 | 2,4 | ,0723 | 3,3 | 9,25 | 2,4 | ,0602 | 7,7 | 0,90 | 8,0 | ,1081 | 2,4 | ,301 |
| PIR18_2-13.1 | 0,24 | 357 | 87 | 0,25 | 788,2 | 16,4 | 872 | 37 | 670 | 31 | 11 | ,0337 | 4,6 | 7,67 | 2,2 | ,0699 | 1,2 | 7,69 | 2,2 | ,0681 | 1,8 | 1,22 | 2,8 | ,1301 | 2,2 | ,782 |
| PIR18_2-14.1 | 1,32 | 126 | 60 | 0,49 | 648,5 | 14,3 | 667 | 146 | 619 | 46 | 3 | ,0311 | 7,4 | 9,32 | 2,3 | ,0720 | 3,7 | 9,45 | 2,3 | ,0618 | 6,8 | 0,90 | 7,2 | ,1058 | 2,3 | ,324 |
| PIR18_2-15.1 | 0,68 | 404 | 97 | 0,25 | 990,2 | 21,1 | 941 | 42 | 912 | 46 | -5 | ,0462 | 5,0 | 5,98 | 2,3 | ,0756 | 1,0 | 6,02 | 2,3 | ,0704 | 2,1 | 1,61 | 3,1 | ,1660 | 2,3 | ,745 |
| PIR18_2-16.1 | 1,14 | 109 | 79 | 0,75 | 2054,1 | 46,3 | 1951 | 43 | 1918 | 85 | -5 | ,0996 | 4,4 | 2,63 | 2,6 | ,1278 | 1,3 | 2,66 | 2,6 | ,1197 | 2,4 | 6,19 | 3,6 | ,3753 | 2,6 | ,735 |
| PIR18_2-17.1 | 1,87 | 92 | 79 | 0,89 | 629,8 | 14,8 | 645 | 176 | 577 | 35 | 2 | ,0289 | 6,1 | 9,56 | 2,4 | ,0757 | 2,6 | 9,74 | 2,5 | ,0612 | 8,2 | 0,87 | 8,6 | ,1026 | 2,5 | ,288 |
| PIR18_2-18.1 | 0,31 | 282 | 117 | 0,43 | 1568,0 | 29,9 | 1728 | 24 | 1707 | 62 | 10 | ,0881 | 3,6 | 3,62 | 2,1 | ,1081 | 0,8 | 3,63 | 2,2 | ,1058 | 1,3 | 4,02 | 2,5 | ,2754 | 2,2 | ,858 |
| PIR18_3-19.1 | 0,24 | 335 | 372 | 1,15 | 1777,1 | 35,3 | 1764 | 15 | 1699 | 40 | -1 | ,0877 | 2,4 | 3,14 | 2,3 | ,1097 | 0,7 | 3,15 | 2,3 | ,1079 | 0,8 | 4,72 | 2,4 | ,3174 | 2,3 | ,940 |
| PIR18_3-20.1 | 0,50 | 91 | 41 | 0,46 | 2053,9 | 44,8 | 2095 | 27 | 2053 | 80 | 2 | ,1069 | 3,9 | 2,65 | 2,5 | ,1333 | 1,2 | 2,67 | 2,5 | ,1298 | 1,6 | 6,71 | 3,0 | ,3752 | 2,5 | ,853 |
| PIR18_3-21.1 | 1,00 | 119 | 52 | 0,46 | 660,3 | 14,9 | 664 | 159 | 675 | 41 | 1 | ,0340 | 6,1 | 9,18 | 2,4 | ,0694 | 5,1 | 9,27 | 2,4 | ,0617 | 7,4 | 0,92 | 7,8 | ,1079 | 2,4 | ,306 |
| PIR18_3-22.1 | 0,74 | 275 | 422 | 1,59 | 645,5 | 13,5 | 652 | 81 | 595 | 16 | 1 | ,0299 | 2,7 | 9,43 | 2,2 | ,0671 | 1,6 | 9,50 | 2,2 | ,0614 | 3,8 | 0,89 | 4,4 | ,1053 | 2,2 | ,502 |
| PIR18_3-23.1 | 0,96 | 169 | 8 | 0,05 | 813,1 | 17,3 | 775 | 89 | 643 | 306 | -5 | ,0323 | 47,6 | 7,37 | 2,2 | ,0724 | 2,4 | 7,44 | 2,3 | ,0650 | 4,2 | 1,21 | 4,8 | ,1344 | 2,3 | ,471 |
| PIR18_3-24.1 | 0,76 | 159 | 59 | 0,38 | 785,8 | 18,9 | 784 | 81 | 762 | 43 | 0 | ,0384 | 5,7 | 7,66 | 2,5 | ,0712 | 2,0 | 7,71 | 2,6 | ,0653 | 3,8 | 1,17 | 4,6 | ,1296 | 2,6 | ,554 |
| PIR18_3-25.1 | 0,36 | 173 | 92 | 0,55 | 1290,1 | 26,0 | 1315 | 32 | 1265 | 37 | 2 | ,0646 | 2,9 | 4,50 | 2,2 | ,0877 | 1,3 | 4,51 | 2,2 | ,0850 | 1,7 | 2,60 | 2,8 | ,2216 | 2,2 | ,802 |

Isotope Ratio Data for Samples
(errors are 1σ unless otherwise specified)

* Pb204 Corrected

| Spot Name | f(206)% | ppm U | ppm Th | 232Th /238U | 206Pb/238U* Age | 1σ err | 207Pb/206Pb* Age | 1σ err | 208Pb/232Th* Age | 1σ err | % Discordant | 208r /232* | % err | Total 238 /206 | % err | Total 207 /206 | % err | 238/206r* | % err | 207r /206r* | % err | 207r /235* | % err | 206r /238* | % err | err corr |
|--------------|---------|-------|--------|-------------|-----------------|--------|------------------|--------|------------------|--------|--------------|------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|-----------|-------|-------------|-------|------------|-------|------------|-------|----------|
| PIR18_3-26.1 | 0,30 | 128 | 168 | 1,36 | 2216,0 | 43,0 | 2155 | 20 | 2148 | 54 | -3 | ,1121 | 2,5 | 2,43 | 2,3 | ,1364 | 0,9 | 2,44 | 2,3 | ,1343 | 1,1 | 7,60 | 2,6 | ,4102 | 2,3 | ,897 |
| PIR18_4-27.1 | 1,69 | 114 | 96 | 0,86 | 647,2 | 15,0 | 638 | 203 | 617 | 38 | -1 | ,0310 | 6,2 | 9,31 | 2,4 | ,0741 | 4,0 | 9,47 | 2,4 | ,0610 | 9,4 | 0,89 | 9,7 | ,1056 | 2,4 | ,250 |
| PIR18_4-28.1 | 0,32 | 181 | 129 | 0,73 | 1340,7 | 33,3 | 1323 | 30 | 1300 | 41 | -1 | ,0664 | 3,1 | 4,31 | 2,7 | ,0877 | 1,2 | 4,33 | 2,7 | ,0853 | 1,6 | 2,72 | 3,2 | ,2312 | 2,7 | ,868 |
| PIR18_4-29.1 | 0,20 | 133 | 33 | 0,26 | 2802,1 | 51,0 | 2818 | 13 | 2670 | 90 | 1 | ,1412 | 3,4 | 1,83 | 2,2 | ,2003 | 0,7 | 1,84 | 2,2 | ,1990 | 0,8 | 14,94 | 2,4 | ,5445 | 2,2 | ,945 |
| PIR18_4-30.1 | 0,24 | 247 | 47 | 0,20 | 1960,9 | 41,4 | 2108 | 16 | 2035 | 84 | 7 | ,1059 | 4,2 | 2,81 | 2,4 | ,1324 | 0,7 | 2,81 | 2,4 | ,1307 | 0,9 | 6,41 | 2,6 | ,3555 | 2,4 | ,938 |
| PIR18_4-31.1 | 0,42 | 227 | 55 | 0,25 | 1409,5 | 27,7 | 1448 | 33 | 1476 | 72 | 3 | ,0758 | 4,9 | 4,07 | 2,2 | ,0942 | 1,1 | 4,09 | 2,2 | ,0911 | 1,7 | 3,07 | 2,8 | ,2444 | 2,2 | ,789 |
| PIR18_4-32.1 | 0,84 | 290 | 66 | 0,23 | 633,3 | 13,5 | 604 | 112 | 583 | 59 | -5 | ,0293 | 10,2 | 9,61 | 2,2 | ,0665 | 2,8 | 9,69 | 2,2 | ,0600 | 5,2 | 0,85 | 5,6 | ,1032 | 2,2 | ,397 |
| PIR18_4-33.1 | 2,42 | 65 | 65 | 1,03 | 676,7 | 17,6 | 615 | 317 | 636 | 54 | -9 | ,0320 | 8,5 | 8,82 | 2,6 | ,0791 | 4,9 | 9,03 | 2,7 | ,0603 | 14,7 | 0,92 | 14,9 | ,1107 | 2,7 | ,184 |
| PIR18_4-34.1 | 0,30 | 109 | 46 | 0,43 | 795,0 | 17,6 | 869 | 115 | 862 | 40 | 9 | ,0436 | 4,7 | 7,60 | 2,4 | ,0703 | 5,1 | 7,62 | 2,4 | ,0680 | 5,5 | 1,23 | 6,0 | ,1313 | 2,4 | ,392 |
| PIR18_4-35.1 | 0,26 | 132 | 117 | 0,92 | 1836,0 | 36,7 | 1789 | 24 | 1823 | 53 | -3 | ,0944 | 2,9 | 3,03 | 2,3 | ,1113 | 1,1 | 3,03 | 2,3 | ,1094 | 1,3 | 4,97 | 2,7 | ,3295 | 2,3 | ,865 |
| PIR18_4-36.1 | 1,60 | 75 | 36 | 0,49 | 812,9 | 19,5 | 749 | 165 | 809 | 80 | -8 | ,0408 | 9,9 | 7,32 | 2,5 | ,0765 | 2,7 | 7,44 | 2,6 | ,0642 | 7,8 | 1,19 | 8,2 | ,1344 | 2,6 | ,311 |
| PIR18_4-37.1 | 0,43 | 269 | 99 | 0,38 | 648,6 | 13,7 | 592 | 64 | 654 | 29 | -9 | ,0329 | 4,5 | 9,41 | 2,2 | ,0630 | 1,8 | 9,45 | 2,2 | ,0597 | 2,9 | 0,87 | 3,7 | ,1058 | 2,2 | ,601 |
| PIR18_4-38.1 | 0,55 | 169 | 164 | 1,00 | 1022,5 | 22,3 | 828 | 63 | 1023 | 59 | -19 | ,0519 | 5,7 | 5,79 | 2,4 | ,0709 | 1,7 | 5,82 | 2,4 | ,0667 | 3,0 | 1,58 | 3,9 | ,1719 | 2,4 | ,613 |
| PIR18_4-39.1 | 1,36 | 95 | 85 | 0,92 | 676,2 | 18,2 | 741 | 182 | 693 | 40 | 10 | ,0349 | 5,8 | 8,92 | 2,8 | ,0745 | 2,8 | 9,04 | 2,8 | ,0640 | 8,6 | 0,98 | 9,1 | ,1106 | 2,8 | ,314 |
| PIR18_5-40.1 | 0,52 | 241 | 86 | 0,37 | 906,0 | 19,0 | 919 | 52 | 872 | 39 | 1 | ,0441 | 4,5 | 6,59 | 2,2 | ,0737 | 1,5 | 6,63 | 2,2 | ,0697 | 2,6 | 1,45 | 3,4 | ,1509 | 2,2 | ,661 |
| PIR18_5-41.1 | 0,94 | 273 | 74 | 0,28 | 793,8 | 16,6 | 903 | 83 | 782 | 61 | 14 | ,0394 | 7,8 | 7,56 | 2,2 | ,0764 | 1,8 | 7,63 | 2,2 | ,0691 | 4,0 | 1,25 | 4,6 | ,1310 | 2,2 | ,483 |
| PIR18_5-42.1 | 0,89 | 494 | 518 | 1,08 | 744,8 | 15,1 | 805 | 59 | 731 | 19 | 8 | ,0368 | 2,6 | 8,09 | 2,1 | ,0728 | 1,2 | 8,17 | 2,1 | ,0659 | 2,8 | 1,11 | 3,5 | ,1225 | 2,1 | ,606 |
| PIR18_5-43.1 | 1,71 | 78 | 28 | 0,37 | 853,5 | 20,2 | 895 | 148 | 871 | 94 | 5 | ,0440 | 10,8 | 6,94 | 2,5 | ,0820 | 2,9 | 7,06 | 2,5 | ,0689 | 7,2 | 1,34 | 7,6 | ,1416 | 2,5 | ,332 |
| PIR18_5-44.1 | 0,32 | 623 | 376 | 0,62 | 1722,1 | 33,2 | 2121 | 11 | 1667 | 40 | 23 | ,0860 | 2,4 | 3,26 | 2,2 | ,1339 | 0,5 | 3,27 | 2,2 | ,1317 | 0,6 | 5,56 | 2,3 | ,3062 | 2,2 | ,959 |
| PIR18_5-45.1 | 1,26 | 322 | 92 | 0,30 | 675,4 | 14,1 | 747 | 105 | 640 | 51 | 11 | ,0322 | 7,9 | 8,94 | 2,2 | ,0739 | 2,6 | 9,05 | 2,2 | ,0642 | 5,0 | 0,98 | 5,5 | ,1105 | 2,2 | ,404 |
| PIR18_2-46.1 | 2,35 | 86 | 166 | 1,98 | 662,6 | 16,3 | 860 | 250 | 646 | 25 | 30 | ,0325 | 3,9 | 9,02 | 2,5 | ,0858 | 6,6 | 9,24 | 2,6 | ,0677 | 12,0 | 1,01 | 12,3 | ,1083 | 2,6 | ,211 |
| PIR18_2-47.1 | 0,68 | 225 | 90 | 0,42 | 788,2 | 16,5 | 771 | 78 | 748 | 38 | -2 | ,0377 | 5,0 | 7,64 | 2,2 | ,0702 | 1,9 | 7,69 | 2,2 | ,0649 | 3,7 | 1,16 | 4,3 | ,1301 | 2,2 | ,516 |

