



Número: 417/2010

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

MARIA FERNANDA PEREIRA GRISOLIA

Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências
como parte dos requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências, na área de
Geologia e Recursos Naturais.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira

Campinas-SP
Março de 2010

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

G888p Grisolia, Maria Fernanda.Pereira
Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone belt do Rio
Itapicuru, Bahia / Maria Fernanda Grisolia-- Campinas,SP.: [s.n.], 2010.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Rochas sedimentares. 2. Sedimentos (Geologia). 3. Itapicuru, Rio
(BA). I. Oliveira, Elson Paiva de. II. Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências. III. Título.

Título em inglês: Provenance of metasedimentary rocks from Rio Itapicuru Greenstone Belt,
Bahia.

Keywords: - Sedimentary rocks;
- Sedimentology (Geology);
- Itapicuru, River (BA)

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: - Elson Paiva de Oliveira;
- Ticiano Saraiva Santos;
- Márcio Martins Pimentel.

Data da defesa: 26/03/2010

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: Maria Fernanda Pereira Grisolia

“Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone Belt
do Rio Itapicuru, Bahia.”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: 26 / 03 / 2010

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Elson Paiva de Oliveira - Presidente

Prof. Dr. Ticiano Saraiva Santos

Ticiano Saraiva Santos

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Márcio Martins Pimentel

Campinas, 26 de março de 2010.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, Maria Cristina, e aos meus irmãos Maria Silvia e Gustavo, por todo o apoio que sempre me deram. Vocês são constantes inspirações para mim. Aos meus familiares, por sempre participarem das minhas conquistas. Ao Mazon pelas constantes risadas. Ao meu namorado, Kiko, por ser compreensivo e estar ao meu lado em todos os momentos.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira por todo o incentivo e ensinamentos de geologia, e também pelos momentos de descontração.

Às grandes amigas que fiz na UNICAMP, e que sempre farão parte de minha vida: Patrícia Piaia, Carolina Rio, Carolina Moreto, Fernanda Lourenço e Juliana F. Bueno. Aos amigos geológicos Iran Zan, Alberto Ruggiero, Wagner Amaral, Ignácio Torresi, José Paulo Donatti Filho e Felipe G. Costa, Edinei Piaia, Bruno Figuinha, Gustavo Cebola e Luana. Aos amigos de correção Cleyton e Carina pelos inúmeros momentos engraçados. À galera da sala 11, Pati, Carol, Rafael e André.

Aos professores Asit Choudhuri, Alfonso Schrank, Ticiano José Saraiva dos Santos, Roberto P. Xavier, Lena V.S. Monteiro pelos ensinamentos.

Às minhas chambers amigas, por fazerem parte da minha vida há tantos anos: Giovanna, Tayra, Sara, Maira, Ligia, Bruna, Bia, Julia, Maria Julia e Ana Cláudia.

Agradeço a algumas pessoas que me ajudaram no dia-a-dia na UNICAMP e nos laboratórios de geologia: Valdirene Pinoti, Cristiano Gonçalves da Silva, Lucia Helena dos Santos Carvalho, Maria Aparecida Vendemiato, Rosane Palissari e Bárbara Alcântara Lima e Dailo Silva.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela bolsa de estudos e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio aos trabalhos de campo e uso de laboratórios.

Agradeço a todos que de alguma forma me ajudaram e fizeram parte da minha passagem pela UNICAMP.

BIOGRAFIA

MARIA FERNANDA PEREIRA GRISOLIA - cursou Geologia na Universidade Estadual de Campinas, graduando-se em 2007.

Durante a graduação deu início as suas atividades de pesquisa no Departamento de Evolução crustal e Metalogênese da Universidade Estadual de Campinas, sob a orientação do Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira, onde teve a oportunidade de participar ativamente em projetos de geoquímica e petrografia de rochas ígneas e mapeamento geológico. Neste período foi contemplada com bolsa de iniciação científica pelo CNPq com os projetos “Geoquímica do Granodiorito Trilhado, greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia” e “Petrografia e composição mineralógica do Kimberlito Braúna, Nordestina, Núcleo Serrinha, BA”. O primeiro projeto lhe rendeu o prêmio de Mérito Científico no XIV congresso de Iniciação Científica da UNICAMP. Ainda foi contemplada com bolsa PAD sendo monitora da disciplina Geologia introdutória para Engenharia Civil, oferecida pelo Instituto de Geociências da UNICAMP. Foi apresentado o trabalho “Geologia da transição greenstone belt-embasamento à oeste do Batólito Nordestina, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia” para obtenção do título de bacharel. O Projeto Temático resultou em idéias que levaram a autora a desenvolver seu projeto de mestrado. Em março de 2008 iniciou o mestrado em Geociências, na área de Geologia e Recursos Naturais, no Departamento de Evolução Crustal e Metalogênese da Universidade Estadual de Campinas, ainda orientada pelo Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira. A autora foi contemplada com duas bolsas PED, sendo monitora nas disciplinas Mineralogia II e Petrografia e Petrologia Ígnea, ambas oferecidas pelo Instituto de Geociências da UNICAMP. As publicações mais relevantes contemplam a área de geoquímica, petrografia, geocronologia e mapeamento geológico:

GRISOLIA, MFP; OLIVEIRA, EP. 2009. Proveniência de rochas metassedimentares da transição embasamento-greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Anais XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Ouro Preto, CD, T231.

GRISOLIA, MFP; MORETO, CPN; OLIVEIRA, EP; ABRAHÃO FILHO, EA. Geologia da transição greenstone belt-embasamento a oeste do batólito de Nordestina, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 26-31 de outubro de 2008, Curitiba.

OLIVEIRA EP, COSTA FG; RUGGIERO A; GRISOLIA MFP; MORETO CPN; PASSARELA CA; DONATTI FILHO JP; VALE, IZ. Banded gneisses, retrograde amphibolite and K-rich plutons as evidences of arc-continent collision with slab breakoff in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 26-31 de outubro de 2008, Curitiba.

GRISOLIA, M.F.P., 2007. Geologia da transição greenstone belt-embasamento, a oeste do batólito Nordestina, greenstone belt do Rio Itapicuru/BA. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas

GRISOLIA, M.F.P.; OLIVEIRA, E.P. Geoquímica do granodiorito Trilhado, Bahia, Brasil: um exemplo de crescimento dos continentes. In: XV Jornada de Jovens Investigadores da Associação de Universidades Grupo Montevideo (AUGM), 24-26 de outubro de 2007, na Universidade Nacional de Assunción, na cidade de San Lorenzo – Paraguai.

GRISOLIA, M.F.P.; OLIVEIRA, E.P. Geoquímica do granodiorito Trilhado, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, BA. In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, 21-26 de outubro de 2007, Atibaia.

GRISOLIA, M.F.P.; OLIVEIRA, E.P. Petrografia e composição mineralógica do Kimberlito Braúna, Nordestina, Núcleo Serrinha, (BA). In: XV Congresso Interno de Iniciação Científica da UNICAMP - PIBIC 2007, Campinas. PIBIC 2007. Campinas-SP: Centro de Computação UNICAMP, 2007.

GRISOLIA, M.F.P.; OLIVEIRA, E.P. Geoquímica do granodiorito Trilhado, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, BA. In: XIV Congresso Interno de Iniciação Científica da UNICAMP - PIBIC 2006, Campinas. PIBIC 2006. Campinas-SP: Centro de Computação UNICAMP, 2006.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	XI
ÍNDICE DE TABELAS.....	XVII
RESUMO.....	XIX
ABSTRACT.....	XXI
 INTRODUÇÃO GERAL.....	 1
 CAPÍTULO I	
1- INTRODUÇÃO.....	3
1.1 Localização da área.....	5
1.2 Metodologia.....	6
1.2.1 – Mapeamento Geológico.....	6
1.2.2 – Pós campo.....	6
1.2.3 – Interpretação e Consolidação de Dados.....	6
 2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	 7
Bloco Serrinha.....	7
Complexo Santa Luz	8
Grupo Capim.....	8
Greenstone Belt do Rio Itapicuru.....	11
Granitóides.....	12
Domos gnáissico-migmatíticos.....	12
Estudos prévios.....	14
 3- SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR MONTEIRO E UNIDADES CORRELACIONÁVEIS.....	 17
3.1- Biotita xisto.....	19
3.2- Paragneisse.....	20
3.3- Quartzito.....	22

3.4- Filito.....	23
3.5- Calciossilicática.....	23
3.6- Amostragem.....	24
 4- CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES.....	 31
REFERÊNCIAS.....	33
 CAPÍTULO II	
ABSTRACT.....	39
INTRODUCTION.....	41
GEOLOGICAL SETTING.....	43
SEDIMENTARY ROCKS OF THE RIO ITAPICURU GREENSTONE BELT.....	47
SAMPLING SITES.....	49
Sampling sites for zircon geochronology.....	50
ANALYTICAL TECHNIQUES.....	55
RESULTS.....	57
Sm-Nd isotope data.....	57
Zircon U-Pb Geochronology.....	61
WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY.....	69
Source-area weathering.....	69
Major elements.....	70
Provenance.....	71
DISCUSSION.....	79
ACKNOWLEDGMENTS.....	85
REFERENCES.....	87

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1: Mapa de localização até a cidade de Queimadas, BA, com caminho indicado pela reta grossa preta.....5

Figura 2: Localização do Cráton do São Francisco e dos blocos arqueanos amalgamados no entorno do orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá e mapa geológico simplificado do Núcleo Serrinha (modificado de Costa, 2008).....8

Figura 3: Mapa geológico da transição embasamento-greenstone belt e do greenstone belt do Rio Itapicuru (modificado de Costa, 2008).....10

Figura 4: Mapa Geológico da área estudada: Legenda; **1-** migmatito do Complexo Santa Luz - Embasamento Arqueano; **2-** gnaisses bandados com diques de anfibolito do Complexo Santa Luz – Embasamento Arqueano; **3-** Unidade metavulcânica máfica GBRI; **4-** Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM); **5-** Batólito Nordestina com borda deformada e enclaves de anfibolito e diorito com contato gradacional para a porção não deformada; **6-** Granitóides; **7-** Tonalito Itareru; **8-** Sienitos; **9-** Barragem do Monteiro; **10-** Cidades; **11-** Direção e caimento das camadas; **12-** Falhas de empurrão; **13-** Contato gradacional; **14-** Lineamentos e zonas de cisalhamento; **15-** Principais rios; **16-** Sinformes; **17-** lineações de estiramento mineral. Legenda para os granitóides: **1-** Granodiorito-Tonalito Morro do Lopes; **2-** Granodiorito Lagoa do Boi; **3-** Granito Aroeira; **4-** Granodiorito Fazenda Gavião; **5-** Sienito Morro do Afonso; **6-** Granitóide Eficéas; **7-** Granodiorito Trilhado; **8-** Tonalito Alvo 36; **9-** Granito Boa Vista; **10-** Granodiorito Serra Branca; **11-** Granodiorito Serra do Poço.....18

Figura 5: **A.** Afloramento de granada-biotita-xisto, com granoblastos de granada; **B.** Maior afloramento do granada-biotita-xisto ao lado da Barragem do Monteiro. Notar as intrusões pegmatíticas brancas concordantes com a foliação; **C.** Afloramento de granada-biotita-xisto com lineações de estiramento mineral; **D.** Lâmina delgada polida mostrando granoblasto de estauroлита em estauroлита-granada-biotita-xisto, indicando mais alto grau metamórfico; **E.** Lâmina delgada

polida de sillimanita-grafita-biotita-xisto, indicando mais alto grau metamórfico; **F.** Lâmina delgada de granada-biotita-xisto. Notar granadas intemperizadas.....20

Figura 6: **A.** Afloramento de paragnaisse cinza com segregações de turmalina e plagioclásio; **B.** Paragnaisse cinza contendo nódulos de cordierita; **C.** Afloramento de paragnaisse contendo variações composicionais, representadas por camadas mais escuras contendo mais biotita. Notar estrutura reliquiar de estratificação cruzada; **D.** Lâmina delgada polida mostrando nódulo de cordierita envolta por cristais maiores de feldspato; **E.** Lâmina delgada mostrando variação granulométrica e variação de composição, sendo que a porção de granulometria maior possui biotita e a de granulometria menor não; **F.** Lâmina delgada contendo granada intemperizada segregada com feldspato (plagioclásio e ortoclásio), quartzo com extinção ondulante e carbonato.....21

Figura 7: **A.** Quartzito cinzento com intrusão pegmatítica branca boudinada; **B.** Lâmina delgada do quartzito cinzento contendo quartzo, minerais opacos e biotita; **C.** Lâmina delgada de quartzito bege contendo grãos de quartzo deformados e de tamanhos variados e feldspato intemperizado; **D.** afloramento de filito cinzento; **E.** Rocha calciosilicática de coloração esverdeada e aspecto maciço; **F.** Lâmina delgada da calciosilicática contendo matriz sericítica-carbonática, hornblenda e grandes cristais de granada.....25

Figura 8: Perfil esquemático entre embasamento arqueano e Tonalito Itareru.....26

Figura 9: Perfil esquemático da cava AM-01.....27

Figura 10: Perfil esquemático do local amostrado.....28

Figura 11: Perfil esquemático entre granodiorito Lagoa do Boi e granodiorito Fazenda Gavião.....28

Figura 12: Perfil esquemático do vertedouro do açude de Poço Grande.....29

Figura 13: A-B-C) Zircões pertencentes à amostra MGM-75B; D-E-F) Zircões pertencentes à amostra CG-219; G-H-I) Zircões pertencentes à amostra CG-186; J-K-L) Zircões pertencentes à amostra CG-197.....	30
---	-----------

CAPÍTULO II

Figure 1: The São Francisco Craton with the main tectonic units and location of the northern (1) and southern (2) segments of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen.....	43
--	-----------

Figure 2: Geological map of the Serrinha block with location of the greenstone belts of Rio Itapicuru (RIGB) and Rio Capim (RC), after Oliveira et al. (2010b). The banded gneisses and Archaean basement made up the Santa Luz complex. Inset indicates location of the Serrinha bloci in the São Francisco craton.....	45
---	-----------

Figure 3: Geological map of the central and southern parts of the Rio Itapicuru greenstone belt and the basement with location of the samples investigated in this study (map modified after Costa 2008).....	48
--	-----------

Figure 4: Metamorphosed sedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. A) Compositional layering of bitotite-gneiss with sillimanite-rich layers; B) cross-stratification in micaceous quartzite; C) breccia or intraformational conglomerate; D) homogeneous biotite gneiss cross-cut by the Fazenda Gavião granodiorite.....	50
--	-----------

Figure 5: Outcrops of sample AM-01 locality close to the left margin of the Rio Itapicuru river, showing in (A) intercalation of white and brown phyllite and in (B) metaconglomerate grading upsection into massive metasandstone. Coordinates: E468452; N8786150.....	52
--	-----------

Figure 6: Outcrops of micaschist CG-197 in the Poço Grande dam spillway. A) Granite sheets intruded grey micaschist in structural conformity; B) Detailed view of the micaschist with compositional banding. Coordinates: E489994; N8756082.....	52
---	-----------

Figure 7: Sample MGM-75B locality, showing in the top a geological cross-section with garnet-biotite gneiss and mica schist structurally over the basement banded gneisses - arrow indicates the sampling site; the bottom photos show field aspects of sillimanite-rich micaceous quartzite (left) and the sampled garnet-biotite gneiss (right). Coordinates: E440795; N8782246.....**53**

Figure 8: Field aspects of sample CG-186, showing in the top the sampling site (arrow) and a geological section with the relative stratigraphy of the supracrustal rocks. In the bottom left the contact between the schistose biotite gneiss (dark grey) with quartzite (white), and in the right a detail of the biotite gneiss. 1- basalt, 2-schistose gneiss, 3- quartzite, 4- biotite gneiss, 5- granites, 6- foliation. The intrusive contact of the Gavião farm granite into the Monteiro gneiss is shown in Fig. 4d. Coordinates of the sampling site: E455206; N8774866.....**54**

Figure 9: Distribution frequency of Nd model ages for clastic metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt and potential source rocks in the basement and in the greenstone belt. Data source for the basement and igneous rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt after Oliveira et al. (2004, 2010a).....**59**

Figure 10: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of biotite gneiss MGM-75B. A) Concordia diagrama with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.....**61**

Figure 11: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the schistose biotite gneiss CG-186. A) Concordia diagrama with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.....**63**

Figure 12: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the metasandstone AM-01. A) Concordia diagrama with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.....**65**

Figure 13: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the micaschist CG-197. A) Concordia diagrama with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.....**67**

Figure 14: Chemical characteristics of the Monteiro sequence. A) The A-CN-K compositional space (feldspar diagram). The vertical scale to the left of the triangle indicates CIA values and is equal to Al_2O_3 percentage. The line at 50% Al_2O_3 is the feldspar join. B) The composition of some common leucocratic and mafic minerals in the “mafics diagram”. The black squares show the average plutonic and volcanic rock compositions and mineral compositions after Nockolds (1954) and Pettijhon (1975). Modified after Nesbitt (2003).....70

Figura 15: Chemical variations of metasedimentary rocks of the Monteiro sequence. A to D – Negative correlations of SiO_2 vs. major elements; E – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios mainly between 20 and 50 indicating felsic sources; F - Positive correlation of Al_2O_3 vs. Cr suggesting clay contribution to the original sediments.....71

Figure 16: Chemical classification scheme for terrigenous clastic sediments after Herron (1988), showing the metasedimentary rocks of the Monteiro sequence.....72

Figure 17: Provenance diagrams for metasedimentary rocks of the Monteiro sequence. A) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram with compositional fields for basalts and ultramafic rocks from Polat et al. (2001) and TTG gneisses from Kamber et al. (2002). Schematic fields for Archaean greywackes and shales are from Wronkiewicz and Condie (1987). Most samples fall in the fields of greywackes and shales with felsic to basaltic provenance B) Cr vs. Ni diagram after Bolhar et al. (2005) with compositional fields from Taylor and McLennan (1985). The metasediments largely overlap with post-Archaean and Late Archaean shales, and also plot in the basalt and TTG fields. The broad linear array extending towards the origin indicates minimal secondary element mobility or sedimentary sorting and is consistent with physical mixing between felsic and ultramafic/mafic components.....73

Figure 18: Major element discriminant diagrams (Bhatia 1983, Roser and Korsch 1988) for metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt, showing the source rock provenance in A and the tectonic setting in B.....74

Figure 19: Age distribution frequency of less than 10 discordant detrital zircon grains from four metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. Also shown are age intervals for the Archaean Santa Luz basement gneisses and igneous rocks of the greenstone belt.....**82**

Figure 20: Geological model proposed for the study area. 1) The oldest arc formation, between 2,17-2,25 Ga); 2) Itapicuru arc formation between 2,163-2,130 Ma; 3) Arc-continent collision in approximately in 2,110 Ma.....**84**

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1: Revisão dos principais dados geocronológicos do GBRI (UVM – unidade vulcânica máfica; UVF – unidade vulcânica félsica).....	15
--	-----------

CAPÍTULO II

Table 1: List of analysed samples with geographic coordinates. RIGB- Rio Itapicuru greenstone belt; MS – Monteiro sequence.....	51
--	-----------

Table 2: Whole-rock Sm-Nd isotope data for metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt.....	58
---	-----------

Table 3: LA-ICP-MS U-Pb data for sample MGM-75B. N-core analysis; B-rim analysis.....	62
--	-----------

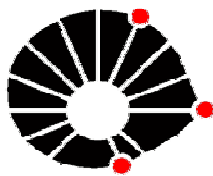
Table 4: LA-ICP-MS U-Pb data for sample CG-186. N-core analysis; B-rim analysis.....	64
---	-----------

Table 5: LA-ICP-MS U-Pb data for sample AM-01.....	66
---	-----------

Table 6: LA-ICP-MS U-Pb data for sample CG-197. N-core analysis; B-rim analysis.....	68
---	-----------

Table 7: Major- and trace element data for metasedimentary rocks of the Monteiro sequence.....	75
---	-----------

Table 8: Zircon ages for rocks of the Serrinha block and the Caraíba gneisses.....	80
---	-----------



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

RESUMO

Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia

A área em estudo localiza-se entre o embasamento mesoarqueano do Núcleo Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru (BA). O Núcleo Serrinha é constituído pelo Complexo Santa Luz, caracterizado por rochas metamórficas gnáissico-migmatíticas (Mascarenhas 1979), cobertas pelas vulcânicas do Grupo Capim (Winge 1984, *apud*. Cruz Filho et al. 2003) e pelas seqüências vulcano-sedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (Brito Neves *et al.* 1980), intrudidas por granitóides diversos e recobertas por unidades fanerozóicas. Embora vários estudos tenham sido feitos, ou estão em desenvolvimento no GBRI, pouco se conhece sobre as rochas sedimentares do mesmo e quase nada sobre as relações de contato do GBRI e o embasamento. Por este motivo, foi planejado um projeto de cartografia geológica da transição embasamento-greenstone que resultou em um mapa geológico de uma área com cerca de 700 km² entre as cidades de Nordestina, Queimadas e Santa Luz, a oeste da exposição principal do greenstone belt do Rio Itapicuru. Nesta região foi mapeada uma sequência de rochas sedimentares clásticas metamorfisadas denominada Sequência Metassedimentar Monteiro por Grisolia (2007) e Moreto (2007) em seus trabalhos de conclusão de curso de Geologia. Estudos de proveniência de sedimentos, erosão e possíveis ambientes tectônicos foram feitas pela primeira vez em metassedimentos do greenstone belt Rio Itapicuru, Bloco Serrinha, Bahia, utilizando geocronologia U-Pb, LA-ICP-MS em zircões detríticos, geoquímica e isótopos Sm-Nd. O protólito das rochas metassedimentares foram classificados como arcósia, xistos, grauvacas e arenitos. O índice químico de alteração (CIA) varia 39-70 indicando intemperismo químico moderado nas áreas fonte. Rochas félsicas a intermediárias (granito, granodiorito, andesito e riolito) são as principais rochas fonte, e, secundariamente, rochas máficas (basalto e gabro). A maioria das amostras mostram ϵNd negativo (0) valores variando de -6,83 a -34,29 e apenas uma amostra resultou ϵNd (0) = +2,38. Idades modelo de Nd (TDM) apresentam idades entre 2,0-2,2 Ga, com alguns outliers em 2,67 Ga. Os dados U-Pb em zircões detríticos de quatro amostras resultaram em populações com idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2,16, 2,14, 2,15, 2,17, 2,18, 2,20, 2,21 e 2,23 Ga, com alguns grãos mais velhos sendo alguns arqueanos. Os resultados isotópicos indicam que o metassedimentos do greenstone belt Rio Itapicuru possuem áreas fonte principalmente em terrenos Palaeoproterozoicos como os Greenstone Belts Rio Itapicuru e Rio Capim, e muito raramente rochas arqueanas. No entanto, as populações de zircão entre 2,17 Ga e 2,24 Ga não são encontradas no bloco Serrinha, exigindo, portanto, fontes ainda não encontradas. Diagramas de configuração tectônica sugerem que os sedimentos podem ter sido depositados principalmente em margens continentais ativas. Nossos dados confirmam um modelo em que os basaltos e granitos de arco do greenstone belt Rio Itapicuru acrescionaram para uma margem continental ativa desconhecida que colodidiu com outras estruturas pré-existentes, sendo posteriormente empurradas contra um microcontinente Arqueano.



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

ABSTRACT

The area is located between the basement of the mesoarchean Serrinha Block and the Rio Itapicuru Greenstone Belt (BA). The Serrinha Block consists in the SantaLuz Complex, characterized by gneissic-migmatitic rocks (Mascarenhas 1979), covered by (Winge 1984, apud. Cruz Filho et al. 2003) volcano-sedimentary sequences of the Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts (Brito Neves et al. 1980), intruded by granitoids and covered by several Phanerozoic units. Although several studies have been conducted or are under development in RIGB, little is known about the sedimentary rocks and almost nothing about the geological relations between RIGB and basement. For this reason, a project was planned with geological mapping of the transition-greenstone basement, which resulted in a geological map of an area of approximately 700 km² between the towns of Nordestina, Queimadas and Sant Luz, west of the main display of the RIGB. A sequence of metamorphosed clastic sedimentary rocks was mapped known as Monteiro metamorphic sequence by Grisolia (2007) and Moreto (2007) in their final graduation work of Geology. Studies of sediment provenance, weathering and possible tectonic environments have been made for the first time in metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt, Serrinha Block, Bahia, using LA-ICP-MS U-Pb geochronology in detrital zircons and whole-rock geochemistry and Sm-Nd isotope data. The protolith of the metasedimentary rocks were classified as arkose, shale, greywacke and sandstone. The chemical index of alteration (CIA) ranges from 39-70 indicating moderate chemical weathering in source areas. Intermediate and felsic rocks (granite, granodiorite, rhyolite and andesite) are the likely main source rocks, and secondarily mafic rocks (basalt and gabbro). Most samples show negative $\epsilon_{Nd(0)}$ values ranging from -6.83 to -34.29 and only one sample yielded $\epsilon_{Nd(0)} = +2.38$. Depleted mantle Nd model ages (TDM) fall most in the range 2.0 to 2.2 Ga, with a few outliers at 2.67 Ga. The U-Pb data on detrital zircons of four samples yielded $^{207}Pb/^{206}Pb$ age populations of 2.16 to 2.23 Ga, with a few grains older and only on Archaean grain. The isotope results indicate that the metasedimentary rocks the Rio Itapicuru greenstone belt have source areas mostly in Palaeoproterozoic terranes such as the Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts, and very much rarely in Archaean rocks. However, zircon populations between 2.17 Ga and 2.24 Ga are not found in the Serrinha block, thus requiring sources not yet found. Diagrams of tectonic setting suggest that the sediments may have been deposited mostly on active continental margins. Our data support a model in which basalts and arc granites of Rio Itapicuru greenstone belt accreted onto an unknown active continental margin and the entire pile collided with, and was thrust onto Archaean microcontinents

INTRODUÇÃO GERAL

A presente dissertação de mestrado encontra-se dividida em duas partes principais. A primeira é composta por esta introdução geral e uma introdução da área estudada, onde há uma descrição detalhada da geologia regional e da geologia local, contendo descrições macroscópicas, microscópicas e perfis geológicos de pontos amostrados, e uma conclusão geral com recomendações.

A segunda parte da dissertação é composta por um artigo a ser submetido a uma revista de geologia. No artigo encontra-se os parte dos resultados de análises geoquímicas e a totalidade dos resultados geocronológicos Sm-Nd e U-Pb de amostras de rochas sedimentares clásticas da área estudada, bem como uma conclusão sobre a proveniência do sedimentos estudados. No presente artigo ainda serão adicionados dados de geoquímica de elementos traço. Deste modo, o artigo ainda está sujeito a mudanças antes de sua publicação. Esta seria então sua primeira versão.

CAPÍTULO I

1- INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares clásticas contém informações importantes sobre sua proveniência e sobre os processos que ocorreram durante e após sua deposição, como diagênese, intemperismo e metamorfismo. Igualmente, a proveniência de rochas sedimentares em faixas orogênicas têm se revelado como ferramenta valiosa na reconstituição da evolução geológica regional. Por exemplo, os zircões mais antigos da Terra foram descobertos em metassedimentos na Austrália (Wilde et al., 2001), revelando a existência de crosta continental já há cerca de 4,4 Ga, e estudos de proveniência de sedimentos em faixas orogênicas ajudaram a reconstruir a história tectônica (Oliveira et al. 2005, Ranjan & Banerjee, 2009).

Na maioria dos casos de proveniência de sedimentos é difícil a interpretação dos dados, pois podem haver diferentes áreas fontes dos sedimentos e a combinação de diversos processos sedimentares anteriores a deposição. Para se obter bons resultados nesses estudos, combina-se análises geoquímicas de elementos maiores, menores e traços, isótopos de Sm-Nd em rocha-total e geocronologia U-Pb em zircões detríticos (Taylor & McLennan, 1985; Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1986; McLennan & Taylor, 1991; McLennan et al., 1990, 1993, 2003).

A lógica da geoquímica de isótopos de Nd aplicada em rochas sedimentares clásticas está na premissa de que tais rochas representam a média da contribuição relativa das fontes erodidas. Por exemplo, se as fontes têm idades modelo Nd arqueanas ou fanerozóicas, as rochas sedimentares herdarão as mesmas idades de suas fontes. Entretanto, se elas forem o produto da mistura de diversas fontes, as suas idades modelo Nd serão intermediárias entre arqueanas e fanerozóicas, e serão mais próximas do extremo que mais foi erodido. Como o sistema isotópico Sm-Nd não é perturbado durante os processos metamórficos de escala regional (e.g. Dickin, 1995), os dados em rocha total são representativos de seus protólitos sedimentares.

O zircão é um componente detrítico comum em muitas rochas sedimentares. Este fato, além das diferenças que podem ser reconhecidas pela morfologia dos grãos referente aos diferentes tipos de rochas, permite que o zircão seja usado como um mineral traço em estudos de proveniência. Em terrenos antigos, os grãos de zircão podem ser o único fragmento crustal que preserva a história pré-deposicional das rochas fonte, que podem não estar mais expostas ou já foram retrabalhadas, ou até completamente erodidas (Cox, 2003). Os zircões também podem

apresentar bordas de crescimento provenientes de eventos posteriores, magmáticos ou metamórficos. Os dados isotópicos U-Pb de zircões detríticos, obtidos com LA-ICP-MS, irão definir as idades e as possíveis populações existentes. Deste modo, comparações com dados pré-existente poderão definir a proveniência e verificar o metamorfismo da área.

No caso da região em estudo, as áreas-fonte mais prováveis são o embasamento gnáissico-migmatítico, o Complexo Santa Luz, e as rochas ígneas (e sedimentares) do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Essas rochas metassedimentares, desconhecidas até o momento, foram estudadas e caracterizadas neste trabalho. Além do mapeamento geológico da melhor exposição da unidade metassedimentar, foram feitos estudos geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd e U-Pb), com a finalidade de classificar essas rochas enquanto a sua composição, verificar possíveis ambientes de formação e proveniência.

1.1 Localização da área

A área de estudo localiza-se na região entre os municípios de SantaLuz e Queimadas, nordeste do estado da Bahia. O acesso se dá a partir de Salvador, seguindo pela BR-324 até a cidade Feira de Santana. Em seguida, desloca-se pela BR-116 até a cidade Serrinha, seguindo pela BA-409 passando pelas cidades Conceição do Coité, Retirolândia e Valente até chegar a SantaLuz. Segue-se pela BA-120 até a cidade de Queimadas (vide Fig. 1).

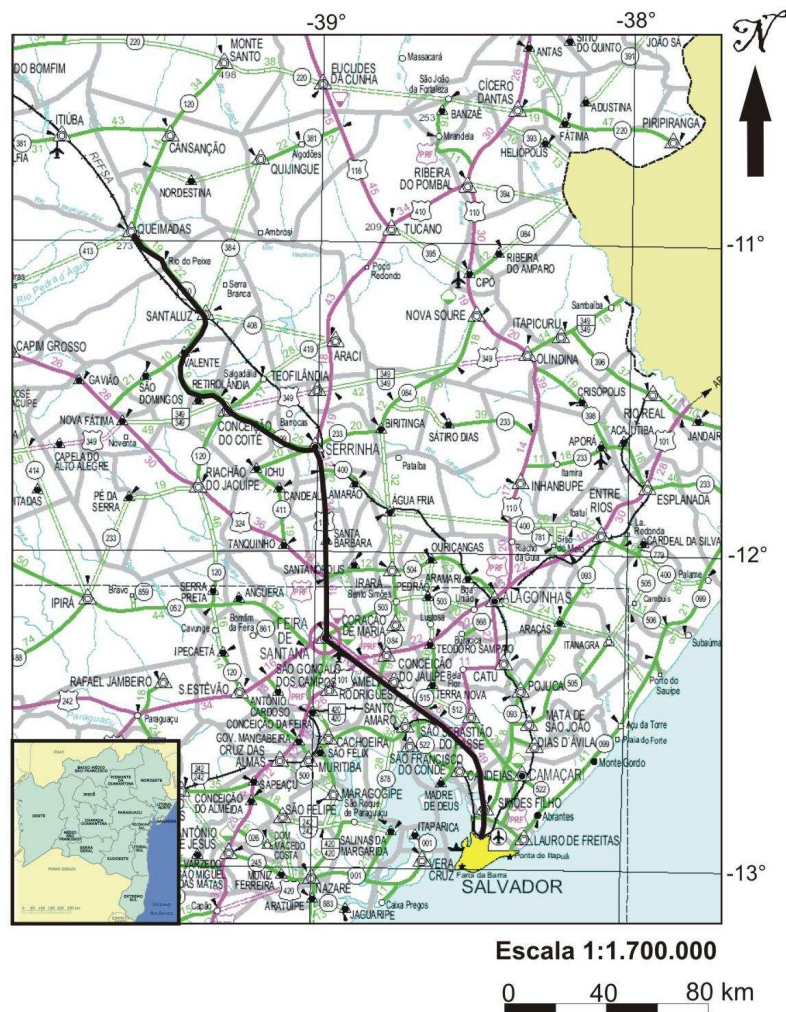


Figura 1: Mapa de localização até a cidade de Queimadas, BA, com caminho indicado pela reta grossa preta.

1.2 Metodologia

1.2.1 – Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico foi realizado em três etapas, somando 40 dias. Esta etapa consistiu em descrever e analisar as feições de campo, como litotipos, estruturas e contatos, a fim de caracterizar os litotipos existentes, definir a estratigrafia local, o grau de deformação e o metamorfismo. Ao todo foram descritos 544 pontos, em uma área de aproximadamente 700 km², entre os municípios de SantaLuz e Queimadas e adjacências.

1.2.2 – Pós campo

Foram coletadas amostras representativas dos afloramentos relevantes, e após uma seleção das mesmas foram confeccionadas 60 lâminas delgadas. Do total de amostras foram selecionadas 30 amostras para geoquímica, 5 para estudos de proveniência utilizando isótopos U-Pb e 27 para isótopos Sm-Nd. Algumas amostras utilizadas para análises de isótopos Sm-Nd foram coletadas anteriormente no trabalho de conclusão de curso de graduação da autora.

1.2.3 – Interpretação e Consolidação de Dados

Esta etapa consiste na integração e análise dos dados obtidos nas fases anteriores. A partir das informações de campo, descrições de lâminas, leituras de trabalhos anteriores na área, e obtenção de novos dados, foi possível confeccionar esta tese, apresentando o conjunto de dados, resultados e conclusões obtidas, bem como um artigo a ser submetido a uma revista de geologia. Foi gerado um mapa geológico na escala 1: 25.000.

2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O **Bloco Serrinha** (BSer) é uma mega-estrutura elipsoidal que ocupa uma área de 21000 km², localizada no Nordeste do Cráton do São Francisco na Bahia (Figura 2), que permaneceu rígida durante a orogênese transamazônica (Cruz Filho et al. 2003; Rios et al. 2006). O domínio orogênico do leste da Bahia representa um grande evento colisional que ocorreu entre 2,1 e 2,0 Ga e envolveu quatro blocos arqueanos: Serrinha, Jequié, Gavião e Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). A colisão foi provavelmente oblíqua, resultando em um transporte tectônico dirigido para NW, juntamente com um componente lateral de movimento. O NSr é limitado a oeste pelo segmento norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá e a leste pelas rochas sedimentares das bacias do Tucano e do Recôncavo (Carvalho & Oliveira 2003).

O BSer é caracterizado como uma unidade geotectônica arqueana constituída pelo Complexo Santa Luz de rochas metamórficas gnáissico-migmatíticas (Mascarenhas, 1979), cobertas pelas vulcânicas do Grupo Capim (Winge, 1984) e pelas seqüências vulcano-sedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (Brito Neves et al. 1980), intrudidas por granitóides diversos e recobertas por unidades fanerozóicas.

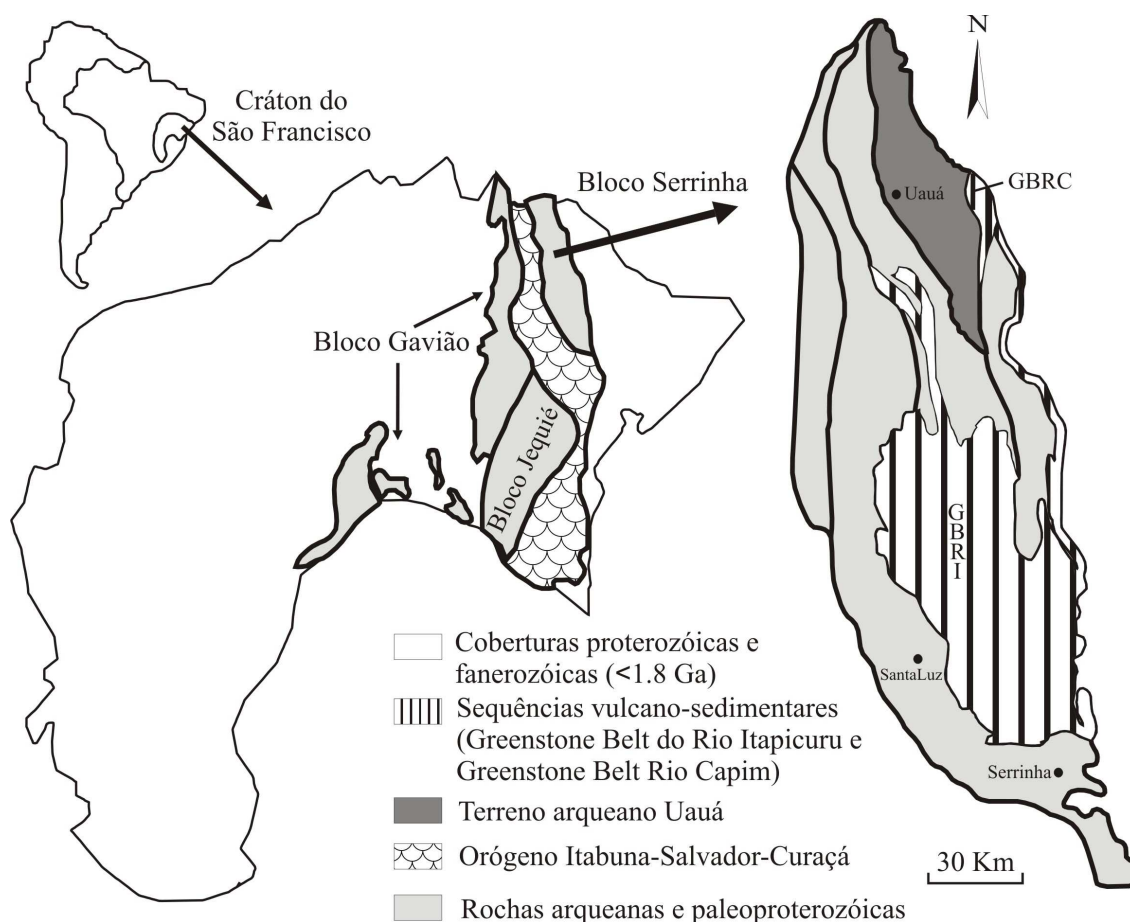


Figura 2: Localização do Cráton do São Francisco e dos blocos arqueanos amalgamados no entorno do orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá e mapa geológico simplificado do Bloco Serrinha (modificado de Costa, 2008).

O **Complexo Santa Luz** (Figura 3) é caracterizado por rochas gnáissico-migmatíticas com paragênese em fácies anfibolito (Mascarenhas & Garcia, 1989) e segundo Melo (1991) pode ser dividido em duas unidades litológicas distintas: uma como gnaisses bandados com alternância entre rochas gnáissicas cinzas (com biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo) e bandas anfibolíticas com e sem granada; e a outra como ortognaisses de suítes TTG com estruturas migmatíticas. Davison et al. (1988) citam discordância estrutural entre a foliação principal dos gnaisses supracitados e a foliação metamórfica das rochas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Quanto aos aspectos geocronológicos, foram datados zircões de gnaisses do Complexo Santa Luz, fornecendo idades pelo método U-Pb (SHRIMP) no intervalo 3152 Ma e 2983 Ma (Mello et al. 1999, Oliveira et al. 2002, 2009).

O **Grupo Capim** (Figura 3) situa-se no setor norte-nordeste do NSr e ocupa uma área de cerca de 130 km². Predominam rochas máficas na base, seguidas por vulcânicas ácidas e

vulcanoclásticas (Winge, 1984). Ocorrem também metacherts, sulfetos e carbonatos de forma ampla, sendo interpretados por Winge (1984) como provenientes de ambiente predominantemente marinho. O mesmo autor classifica essas rochas como de um ambiente de back-arc, principalmente pela presença de vulcanismo basáltico tholeiítico e ácido cálcio-alcalino. Oliveira et al. (2004a, 2009) apresentam idades de 2,14 Ga para as rochas vulcânicas félsicas.

Segundo Kishida (1979) e Kishida & Riccio (1980), o **Greenstone Belt do Rio Itapicuru** (GBRI) ocorre como uma faixa inserida na parte leste do NSr e orientado preferencialmente norte-sul, tendo 170 km de comprimento e 15 km de largura. O terreno granito-greenstone belt do Rio Itapicuru (Figura 3) é uma das regiões mais bem estudadas do Pré-cambriano do Nordeste brasileiro, particularmente porque lá são conhecidas várias jazidas auríferas controladas por zonas de cisalhamento (e.g. Silva et al. 2001), sendo a principal delas a faixa Weber, de direção E-W. A mineralização de ouro é de tipo lode orogenético, e ocorre em veios de quartzo e brechas, ou associadas a sulfetos, hospedados nas lavas andesíticas e dacíticas, nos basaltos tholeiíticos e gabros, e em menor quantidade nas vulcânicas intermediárias a ácidas (Xavier & Foster 1999, Xavier & Coelho 2000, Silva et al. 2001, Mello et al. 2006).

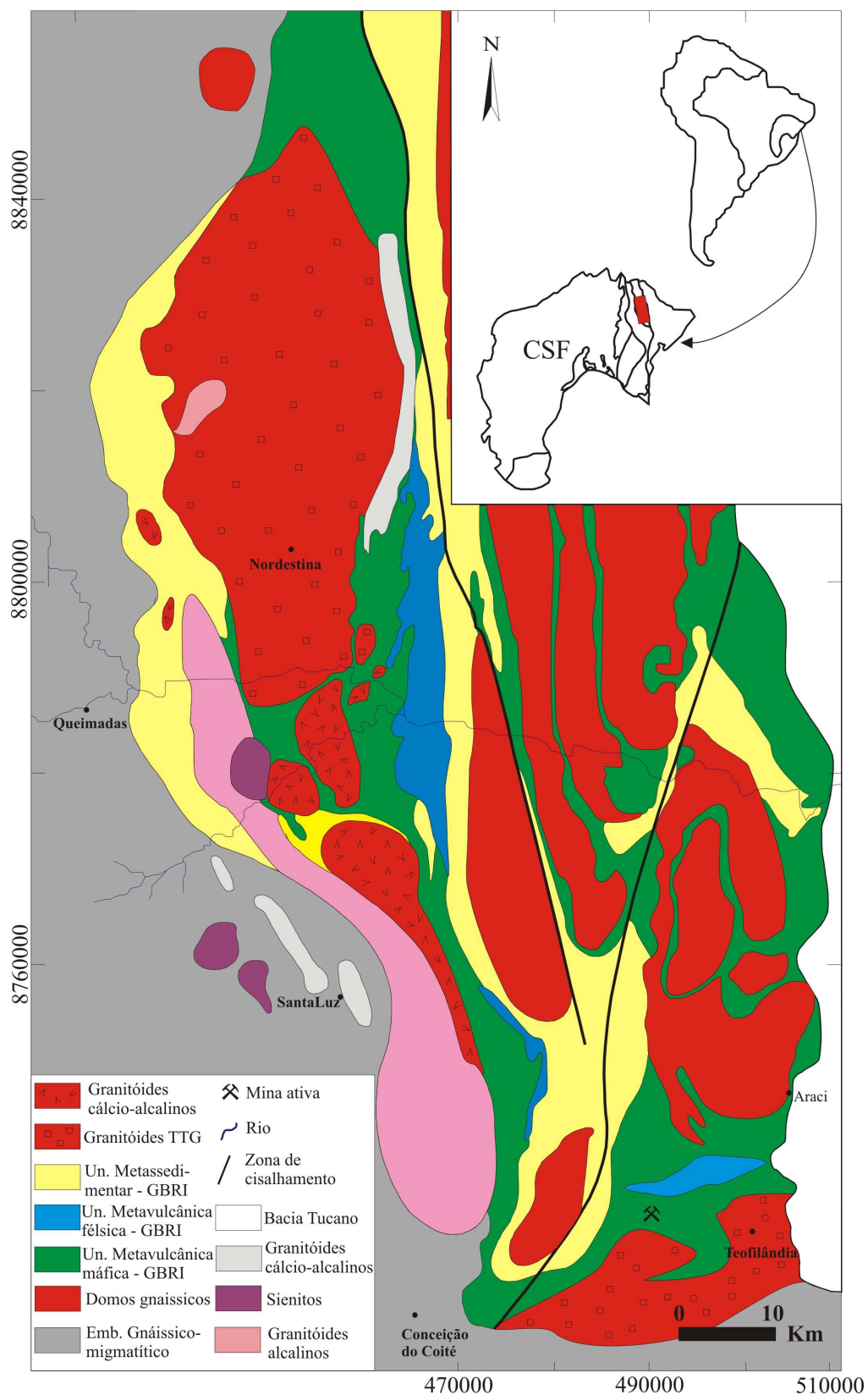


Figura 3: Mapa geológico da transição embasamento-greenstone belt e do greenstone belt do Rio Itapicuru (modificado de Costa, 2008).

O **GBRI** assenta-se estruturalmente sobre um embasamento migmatito-gnáissico mesoarqueano (e.g. Oliveira et al. 2004) e é constituído da base para o topo, pelas seguintes unidades litoestratigráficas: (i) por uma unidade vulcânica máfica composta por basaltos tholeíticos maciços a almofadados com intercalações de rochas sedimentares pelíticas e químicas; (ii) sucedida por uma unidade intermediária de vulcânicas félsicas composta por andesitos e dacitos também intercaladas com rochas sedimentares, e rochas piroclásticas representadas por brechas, ignimbritos e tufos; (iii) e por um domínio superior de rochas sedimentares vulcanoclásticas composta por sequências turbidíticas intercaladas com sedimentos químicos e rochas clásticas (Kishida 1979, Kishida & Riccio 1980, Davison et al 1988, Silva 1987, 1992, Silva et al. 2001). Vários *stockes* e batólitos graníticos (*lato sensu*) alojaram-se nas unidades supracrustais e no embasamento, antes, durante e após a fase orogenética que definiu a estruturação atual do GBRI.

Isócronas Pb-Pb apresentadas por Silva (1996) e Silva *et al.* (2001) indicaram idade de 2.209 ± 60 Ma para os basaltos e 2.170 ± 60 Ma para as vulcânicas félsicas. As datações U-Pb e Pb-Pb em zircões dos corpos graníticos revelam quatro eventos principais de magmatismo: 2163-2155 Ma, 2130-2127 Ma, 2110 Ma e 2086-2070 Ma (Chauvet et al. 1997, Rios et al. 1998, Rios et al. 2000, Rios 2002, Carvalho & Oliveira 2003, Cruz filho et al. 2003, Mello et al. 2006, Costa 2008, Oliveira et al. 2009). O metamorfismo relacionado à colisão que deu origem à configuração atual do GBRI foi estimado entre 2082 Ma e 2040 Ma (Silva et al. 1997, Oliveira et al. 2000, 2002, 2004b, 2009, Mello et al. 2006), durante o qual as mineralizações auríferas se formaram (Vasconcelos & Becker 1992, Mello et al. 2006).

Do ponto de vista estrutural, o GBRI apresenta orientação preferencial N-S nas porções setentrional e central, e E-W na porção meridional, e exhibe uma sucessão de antiformes e sinformes com eixos orientados segundo tais direções. Zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (S_0) e à foliação regional (S_1) são comuns nas três porções. Segundo Alves da Silva (1994), a deformação no GBRI é resultado de dois principais eventos estruturais (D_1 e D_2), ambos ocorrendo sob condições metamórficas de facies xisto-verde/anfibolito. O evento D_1 está preservado na porção sul do GBRI e é caracterizado por foliação de baixo ângulo mergulhando para SE, associada à cavalgamentos com vergência para NW. A esse evento associa-se a colocação de granitóides sin-tectónicos como o de Barrocas (Alves da Silva, 1994). O evento D_2 é

mais intensamente marcado na região e pode ser dividido em duas fases: F1 de fechamento da bacia vulcanossedimentar, quando foram desenvolvidos empurrões para SE; e F2 de natureza transcorrente, caracterizado por cisalhamento dúctil sinistral ao longo de zonas de cisalhamento verticais de direção aproximadamente N-S. A este evento estão relacionadas intrusões paleoproterozóicas como do tipo domo do Ambrósio (Alves da Silva, 1994).

Os **Granitóides** (Figura 4) são corpos elipsoidais ou ovalados de diferentes composições, intrusivos nas seqüências vulcanossedimentares supracitadas ou margeando-as. Estes corpos se alojaram durante o fechamento da bacia vulcano-sedimentar do Rio Itapicuru (Chauvet et al., 1997; Lacerda, 2000; Barrueto, 2002; Rios, 2002; Rios et al., 2003; Carvalho & Oliveira, 2003; Cruz Filho et al., 2005; Oliveira et al., 2004a; Nascimento et al., 2004; Mello et al., 2006; Rios et al., 2007, Costa 2008). Matos & Conceição (1993) dividiram essas rochas em cinco grupos principais G1, G2, G3, G4 e G5, caracterizando-as pela composição geoquímica, diferenças texturais e localização. Rios (2002) e Rios et al. (2003) dividiram os granitóides em dois grupos: (i) granitóides arqueanos (incluindo embasamento gnaissico-migmatítico, plutons mais antigos TTGs e cálcio-alcálicos); (ii) granitóides paleoproterozóicos cálcio-alcálico e TTG (~2163-2127 Ma) e alcálico (~2110-2070 Ma). Carvalho & Oliveira (2003) dividiram os granitóides em dois grupos principais: corpos isotrópicos e domos granito-gnáissicos. A mais recente classificação foi proposta por Cruz Filho et al. (2005), distinguindo corpos TTG, corpos cálcio-alcálicos, corpos alcálicos e ultrapotássicos e domos gnáissico-migmatíticos.

Os corpos **de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos** (TTGs) mais novos são representados pelos granitóides Teofilândia e Barrocas (Figura 3 e 4) (2130 ± 7 Ma U-Pb em zircões por Mello et al. 2006; idade 2127 ± 5 Ma por evaporação de Pb em zircão de Chauvet et al. 1997). Localizados na porção sul do GBRI, são interpretados como registros de um arco oceânico (Barrueto, 2002; Oliveira et al. 2004a). O batólito Nordestina, localizado na porção oeste do GBRI (Figura 3 e 4), é o maior corpo granítico do GBRI (Cruz Filho et al. 2003), apresentando a idade mínima de cristalização de $2.155 \text{ Ma} \pm 9 \text{ Ma}$ pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de evaporação em zircão, sendo interpretado como possível fusão de crosta máfica inferior ou fusão de crosta oceânica subductada (Cruz Filho et al. 2005).

Os corpos **cálcio alcálicos** Trilhado, Eficéias e Quijingue (Figura 3 e 4) são mais antigos (2160-2150 Ma, cf. Mello et al. 2006, Rios et al. 2008) enquanto os granitóides Cipó e Morro do

Lopes são mais novos, pós-colisionais e não deformados, foram provavelmente intrudidos durante o pico do metamorfismo regional há cerca de 2072 Ma (Rios et al. 2000, 2006).

Os corpos **shoshoníticos, monzoníticos, monzodioríticos e sieníticos** (Rios et al. 2002) **alcalino-potássicos a ultrapotássicos** (Rios et al. 2007) alojaram-se no intervalo 2111-2070 Ma. Eles são representados respectivamente pelos corpos de Cansanção (intrudido no batólito Nordeste), Morro do Afonso (intrudido no Complexo Santa Luz e no GBRI), Morro das Agulhas-Bananas, Serra do Pintado (intrudidos no Complexo Santa Luz) (vide Figura 3 e 4). Rios et al. (2003, 2007) acreditam que esses corpos do NSer podem estar associados entre si, e definem uma antiga província ígnea potássica-ultrapotássica de idade aproximada 2100 Ma, representada pelas diferentes intrusões. O tonalito Itareru (Carvalho & Oliveira, 2003) é um corpo alongado com no máximo 7,5 km de largura e 80 km de extensão, e encontra-se alojado entre o GBRI e o embasamento arqueano (Figura 4). Os autores interpretaram que esse corpo define uma descontinuidade tectônica entre dois terrenos distintos, e que o mesmo se alojou durante tectônica compressiva no estágio inicial da colisão continental (Oliveira et al. 2004a, 2004b).

Os **domos gnáissico-migmatíticos** são representados pelos domos de Ambrósio, Pedra Alta, Salgadália e Poço Grande (Rios et al. 1998). Geralmente estes domos são alongados na direção N-S e de formato elipsoidal, e representam uma tectônica sin-colisional de maior deformação no GBRI (Figura 3). Esses domos intrudiram concomitantemente ao pico de metamorfismo regional (aproximadamente 2080 Ma, Mello et al. 2006) e apresentam evidências de retrabalhamento do embasamento, como xenólitos no domo do Ambrósio e xenocristais de zircões arqueanos (Lacerda, 2000; Mello et al. 2006).

Silva (1991, 1992) sugeriu que os basaltos do GBRI se originaram em uma bacia tipo back-arc desenvolvida sobre crosta continental arqueana. Já Alves da Silva (1994) sugeriu uma bacia marginal. Silva et al. (2001) apresentam isócrona Pb-Pb de 2209 ± 60 Ma para os basaltos, mas dados recentes de Oliveira et al. (2009) indicam que os basaltos são mais novos (cerca de 2145 Ma). Donatti Filho & Oliveira (2007) mostraram que os basaltos apresentam assinaturas de elementos traço similares aos basaltos da transição continente-oceano. Oliveira et al. (2007) propõem que esses basaltos estão provavelmente relacionados à uma margem de rifte continental pobre em magma, seguido por abertura de crosta oceânica. Barreto (1997) e Oliveira et al. (2004a) propõem um arco intra-oceânico entre 2130-2127 Ma, e possível colisão continental

em 2109 Ma (Carvalho & Oliveira, 2003). Este evento pode ter perdurado até aproximadamente 2076-2072 Ma, quando o ápice do metamorfismo foi atingido (Oliveira et al. 2004b, Mello et al. 2006).

Estudos prévios nos sedimentos do GBRI apresentados por Lebede & Hoppe (1990), propõem que a sedimentação clástica dessa sequência foi decorrente da dissecação de rochas vulcânicas félsicas, com tendência de sedimentos oriundos de um arco de ilha imaturo a maturo. Concluíram ainda que os sedimentos clásticos precoces foram depositados como metaconglomerados em ambiente marinho profundo, onde se associaram a sedimentos químicos. Já os sedimentos mais grossos, que predominam nas porções superiores da sequência, teriam sido formados em ambiente marinho raso. Os autores mencionam a presença de clastos rochas do embasamento gnáissico-migmatítico. Silva (1992) revela que as rochas podem ser classificadas como vulcânicas epiclásticas (conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos), cuja composição mineralógica aponta para um retrabalhamento de rochas piroclásticas andesíticas e dacíticas.

Tabela 1: Revisão dos principais dados geocronológicos do GBRI (UVM – unidade vulcânica máfica; UVF – unidade vulcânica félsica).

Idade (Ma)	Técnica analítica	Rocha	Referência
3094 ± 21	U-Pb em zircão granitóides	Domo gnáissico Ambrósio	Rios et al. 2009
2998-3085	U-Pb SHRIMP em zircão	TTG e granulitos	Oliveira et al. 2009
2991-3152	U-Pb	Ortognaisse Uauá	Oliveira et al. 2002; Mello et al. 2006
2209 ± 60	Isócrona Pb-Pb em rocha total	UVM - metabasalto	Silva 1996; Silva et al. 2001
2170 ± 60	Isócrona Pb-Pb em rocha total	UVF - metandesito	Silva 1996; Silva et al. 2001
2163 ± 5	Diluição isotópica em zircão	Granitóide Eficéias	Rios 2002
2155 ± 9	Pb-Pb evaporação em zircão	Granitóide Nordestina	Cruz Filho et al. 2003, 2005
2155 ± 3	U-Pb diluição isotópica em zircão	Granitóide Quijingue	Rios et al. 2002
2152 ± 6	U-Pb SHRIMP em monazita	Granitóide Trilhado	Mello et al. 2000
2148 ± 23	U-Pb em zircão	Diorito Rio Capim	Oliveira et al. 1998
2145 ± 8	U-Pb SHRIMP em zircão	UVM - metabasalto	Oliveira et al. 2009
2143 ± 21	U-Pb em zircão	Leucogabro Rio Capim	Oliveira et al. 1998
2142 ± 47	Isócrona Sm-Nd em rocha total	Gabro Fazenda Brasileiro	Pimentel & Silva 2003
2130 ± 7	U-Pb SHRIMP em zircão	Granitóide Teofilândia	Mello et al. 2000
2127 ± 5	Evaporação de Pb em zircão	Granitóide Barrocas	Chauvet et al. 1997
2111 ± 10	U-Pb SHRIMP em zircão	Sienito Morro do Afonso	Rios et al. 2007
2109 ± 5	U-Pb SHRIMP em zircão	Tonalito Itareru	Carvalho & Oliveira 2003
2106 ± 6	U-Pb SHRIMP em zircão	Granodiorito Fazenda Gavião	Costa 2008
2105 ± 3	PB-Pb evaporação em zircão	Monzonito Cansanção	Rios 2002
2098 ± 2	U-Pb diluição isotópica em zircão	Sienito Serra do Pintado	Conceição et al. 2002
2086 ± 17	PB-Pb evaporação em zircão	Sienito Morro Agulhas-Bananas	Conceição et al. 2002
2081 ± 9	U-Pb SHRIMP em zircões	UVF - metandesito	Oliveira et al. 2009
2080 ± 2	U-Pb SHRIMP em xenotima	Domo do Ambrósio	Mello et al. 2006
2080 ± 5	Ar-Ar em hornblenda	metabasaltos - metamorfismo	Mello et al. 2006
2076 ± 10	U-Pb SHRIMP em zircão (bordas crescimento)	quartzito - metamorfismo	Oliveira et al. 2002
2072 ± 1	U-Pb diluição isotópica em zircão	Granitóide Morro do Lopes	Rios et al. 2000
2071 ± 10	U-Pb em zircão (bordas crescimento)	Granitóide Teofilândia	Mello et al. 2006
2054 ± 2	Ar-Ar em muscovita	mineralização aurífera	Mello et al. 2006
2049 ± 4	Ar-Ar em muscovita	mineralização aurífera	Vasconcelos & Becker 1992
2039 ± 4	U-Pb diluição isotópica em titanita	diques máficos Bloco Uauá - metamorfismo	Oliveira et al. 2000

3- SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR MONTEIRO E UNIDADES CORRELACIONÁVEIS

A Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM) (Grisolia, 2007; Moreto, 2007) consiste em uma faixa alongada NW-SE de rochas metassedimentares localizada na transição entre o embasamento arqueano do NSer, o Complexo Santa Luz, e o Greenstone Belt do rio Itapicuru (Figura 4). Sua largura varia entre 1,5 a 6 km, se estendendo por mais de 40 km. Sua melhor exposição ocorre entre as cidades de Queimadas e SantaLuz, Bahia.

Esta unidade consiste em intercalações de micaxistos, paragnaisses, quartzitos, filitos e calciossilicáticas. Os minerais índices revelam metamorfismo em fácies xisto verde, porém em alguns locais chegou a atingir fácies anfibolito, indicado pela presença de granada almandina, estauroлита e sillimanita.

A SMM encontra-se dobrada, com vergência de dobras em geral para oeste e empurrões também para oeste sobre o Complexo Santa Luz. A direção das camadas varia entre NW-SE, N-S e NE-SW. O caimento dos mergulhos varia de 10° a 55° para SE a NE próximas às falhas de empurrão com verência a oeste. As medidas de caimento de mergulho dos litotipos encontrados na SMM variam de 30° a 65° para SE a NE na porção central, entre o GBRI e o embasamento. Na pequena porção entre o domo Lagoa da Vaca o granodiorito Fazenda Gavião e o tonalito Itareu, os mergulhos são mais intensos, variando de 45° a 85° para N-NE, SE e SW (vide Fig. 4).

Na SMM ocorrem uma série de pequenas intrusões graníticas. Os dados geoquímicos revelam uma composição granítica para o granitóide a Duas Micas e granodiorítica para os granitóides Serra Branca e Serra do Poço (Figura 4), da série cálcio-alcalina, com característica peraluminosa e de alto K (Grisolia 2007). De acordo com esta autora, os diagramas discriminantes de fonte e ambiente tectônico sugerem ambiente de arco com fonte ígnea e/ou sedimentar normal.

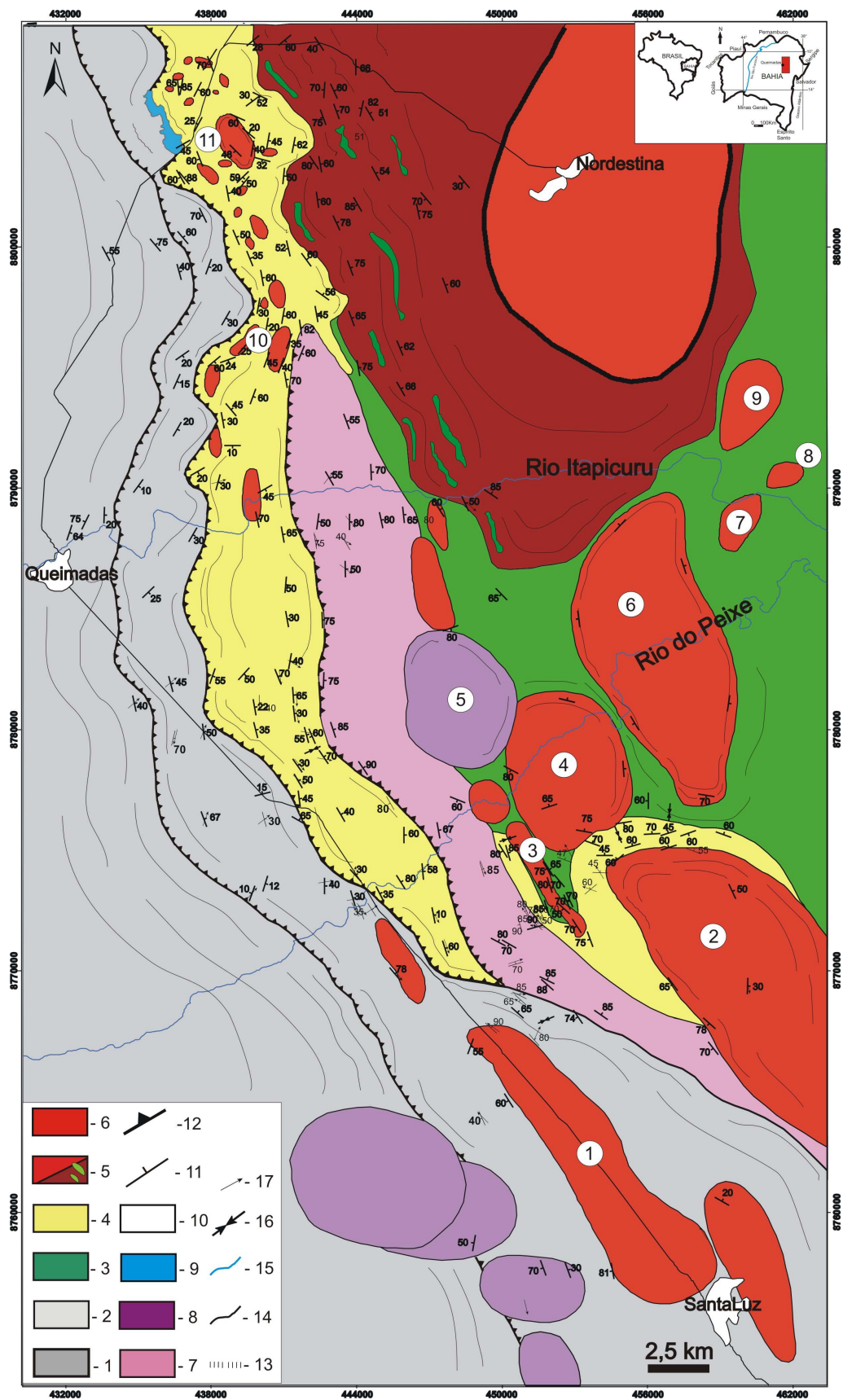


Figura 4: Mapa Geológico da área estudada: Legenda; **1-** migmatito do Complexo Santa Luz - Embasamento Arqueano; **2-** gnaisses bandados com diques de anfibolito do Complexo Santa Luz – Embasamento Arqueano; **3-** Unidade metavulcânica máfica GBRI; **4-** Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM); **5-** Batólito Nordestina com borda deformada e enclaves de anfibolito e diorito com contato gradacional para a porção não deformada; **6-** Granitóides; **7-** Tonalito Itareru; **8-** Sienitos; **9-** Barragem do Monteiro; **10-** Cidades; **11-** Direção e caimento das camadas; **12-** Falhas de empurrão; **13-** Contato gradacional; **14-** Lineamentos e zonas de cisalhamento; **15-** Principais rios; **16-** Sinformes; **17-** lineações de estiramento mineral. Legenda para os granitóides: **1-** Granodiorito-Tonalito Morro do Lopes; **2-** Granodiorito Lagoa do Boi; **3-** Granito Aroeira; **4-** Granodiorito Fazenda Gavião; **5-** Sienito Morro do Afonso; **6-** Granitóide Eficéas; **7-** Granodiorito Trilhado; **8-** Tonalito Alvo 36; **9-** Granito Boa Vista; **10-** Granodiorito Serra Branca; **11-** Granodiorito Serra do Poço.

3.1- Biotita xisto

O micaxisto é a rocha mais abundante desta unidade metassedimentar, ocorrendo em toda a sua extensão. Por sua maior exposição ocorrer ao lado da Barragem do Monteiro (Figura 5B), a unidade foi batizada com o nome da mesma. O micaxisto é predominantemente classificado como granada-biotita-xisto (Figura 5A) e apresenta-se bastante intemperizado. Mesmo com o intemperismo é possível observar lineações de estiramento mineral (Figura 5C) variando de N50-65W caindo para NW com intensidades entre 5-10°. Podem ocorrer variações neste litotipo, sendo elas estaurólita-granada-biotita-xisto, sillimanita-grafita-biotita-xisto e sillimanita-biotita-xisto, indicando porções de mais alto grau metamórfico (Figura 5 D e E). Sua paragênese é típica das fácies xisto verde a anfibolito. Constantemente é possível observar injeções pegmatíticas brancas quartzo-feldspáticas, que podem estar dobradas ou não, concordantes ou não com a foliação. Em lâmina delgada observa-se que a biotita é abundante (45-55%) contendo halos pleocróicos com zircões no centro, muitas vezes sendo substituída por clorita, o quartzo (20-30%) é mono e policristalino com extinção ondulante, a muscovita (5-10%) pode ocorrer como mineral acessório, orientada ou não, a granada (15-25%) apresenta-se parcialmente intemperizada, e o feldspato mais abundante é o ortoclásio (15-25%) sem maclas e o plagioclásio (5-10%) com maclas polissintéticas albita e periclina (Figura 5F). Quando o micaxisto está muito alterado, os feldspatos apresentam alto grau de saussuritização. A sillimanita (5-10%) ocorre na forma fibrosa associada à grafita (25-35%), que ocorre como uma massa, semelhante a uma matriz, entre as biotitas. A estaurólita ocorre na forma de granoblastos (5-10%) (Figura 5).

3.2- Paragnaisse

O paragnaisse é a segunda rocha mais abundante, ocorrendo na porção centro-sul da sequência. Sua granulação pode variar de fina a média. O paragnaisse é de cor cinza (variando de cinza claro a escuro), bastante foliado e apresenta mergulhos de intensidade média a alta.

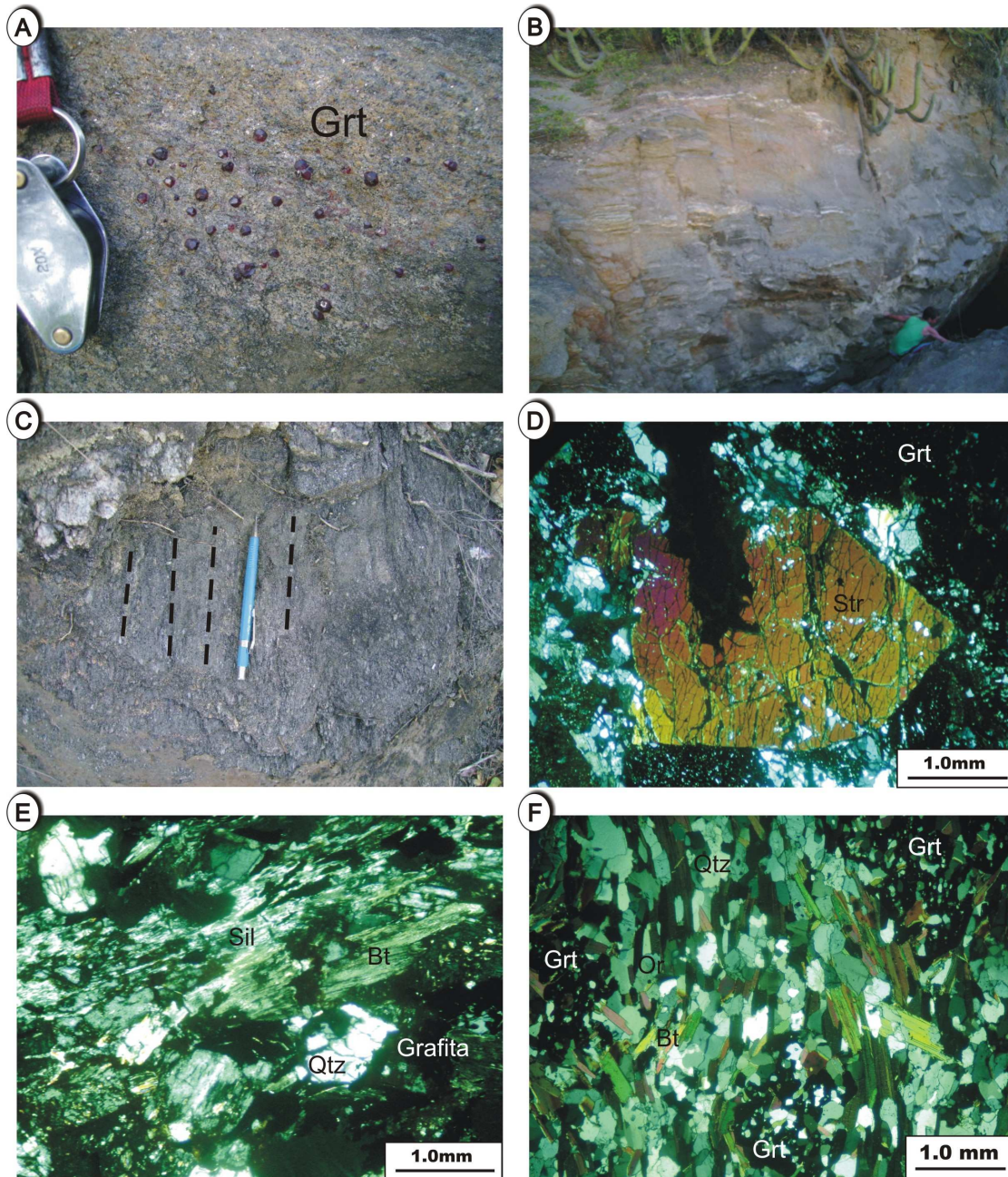


Figura 5: **A.** Afloramento de granada-biotita-xisto, com granoblastos de granada; **B.** Maior afloramento do granada-biotita-xisto ao lado da Barragem do Monteiro. Notar as intrusões pegmatíticas brancas concordantes com a foliação; **C.** Afloramento de granada-biotita-xisto com lineações de estiramento mineral; **D.** Lâmina delgada polida mostrando granoblasto de estaurolita em estaurolita-granada-biotita-xisto, indicando mais alto grau metamórfico; **E.** Lâmina delgada polida de sillimanita-grafita-biotita-xisto,

indicando mais alto grau metamórfico; **F.** Lâmina delgada de granada-biotita-xisto. Notar granadas intemperizadas.

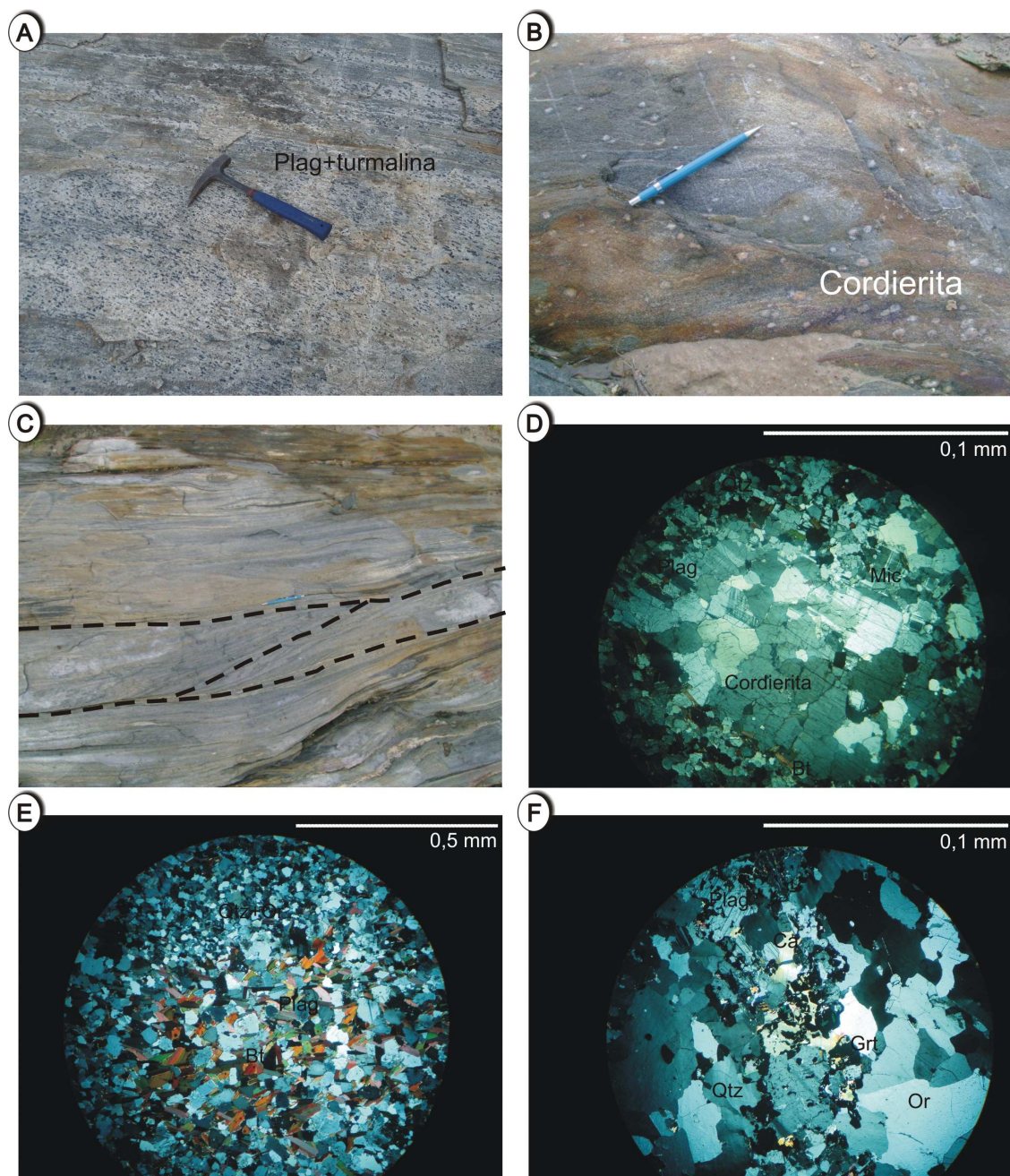


Figura 6: **A.** Afloramento de paragneisse cinza com segregações de turmalina e plagioclásio; **B.** Paragneisse cinza contendo nódulos de cordierita; **C.** Afloramento de paragneisse contendo variações composicionais, representadas por camadas mais escuras contendo mais biotita. Notar estrutura reliquiar de estratificação cruzada; **D.** Lâmina delgada polida mostrando nódulo de cordierita envolta por cristais maiores de feldspato; **E.** Lâmina delgada mostrando variação granulométrica e variação de composição, sendo que a porção de granulometria maior possui biotita e a de granulometria menor não; **F.** Lâmina delgada contendo granada intemperizada segregada com feldspato (plagioclásio e ortoclásio), quartzo com extinção ondulante e carbonato.

É constituído por biotita, plagioclásio, ortoclásio, microclínio, quartzo, podendo ter ou não granada, anfibólio, turmalina e cordierita. A granada almandina ocorre em segregações com plagioclásio, assim como a turmalina (Figura 6A). A cordierita ocorre na forma de nódulos de cor branca (Figura 6B). O paragnaisse pode apresentar variações nas camadas, como camadas mais ou menos ricas em biotita.

Intrusões aplíticas brancas (quartzo+plagioclásio) são comuns neste litotipo. Elas são concordantes ou discordantes da foliação, dobradas ou não e quando concordantes podem ser até boudinadas. Algumas possíveis estruturas primárias reliquias podem ser observadas como feições conglomeráticas e estatificações cruzadas (Figura 6C).

Em lâmina delgada observa-se que o quartzo (60-70%) é mono e policristalino com extinção ondulante, de granações variadas, a biotita (15-25%) por vezes é substituída por clorita, o plagioclásio (15-20%) apresenta geminação polissintética, albita e periclina. Em menor quantidade ocorrem ortoclásios com geminação Carlsbad (5-10%) ou microclínio com geminação tartame (5-10%). Localmente podem ocorrer variações, onde a quantidade de microclínio supera a de plagioclásio, quantidades diferentes de biotita também são observadas, assim como diferentes granulometrias (Figura 6E). As amostras mais intemperizadas apresentam feldspatos saussuritizados e carbonato (5-10%). A granada, cordierita, turmalina, hornblenda, titanita e zircão ocorrem em quantidades subordinadas (10-15%). A cordierita ocorre na forma de nódulos ovalados podendo ter até 0,5 cm, envoltos por quartzo e feldspato (Figura 6D). A granada almandina por vezes está intemperizada, assim como a titanita e a hornblenda. O carbonato ocorre como mineral acessório (Figura 6F).

3.3- Quartzito

Os quartzitos são a terceira litologia mais abundante na SMM. Ocorrem em toda a extensão da SMM, sempre intercalados com micaxisto, filito e calciossilicáticas, e variam de cinza escuro a bege. Constatou-se que os quartzitos da SMM são mais escuros que os do GBRI, devido a presença de minerais opacos. Este litotipo apresenta variações composicionais como: (i) quartzo, minerais opacos e biotita, (ii) quartzo e muscovita, (iii) quartzo e pouco feldspato. Os grãos de quartzo apresentam tamanhos variados, sendo que os maiores por vezes se encontram

estirados. Raramente observam-se intrusões pegmatíticas e graníticas de direção N-S nos quartzitos, e estas podem estar dobrados, e boudinados (Figura 7A).

Em lâmina delgada os quartzitos em geral são mal selecionados, pois o tamanho dos grãos de quartzo varia de menos de 0,5 mm a 1,5 mm. Os grãos maiores são predominantemente policristalinos com extinção ondulante. Para os grãos menores não há padrão definido, são monocristalinos com extinção tanto reta quanto ondulante. Foi possível identificar feições de migração de borda. O quartzo corresponde de 65 a 90% da rocha. Os minerais opacos se encontram entre os grãos de quartzo e alcançam até 30%. Biotita, muscovita e feldspato (5-10 %) sempre ocorrem muito intemperizados (Figura 7 B e C).

3.4- Filito

O filito é a quarta rocha mais abundante na SMM, sempre muito intemperizado. Ocorre predominantemente nas porções norte e leste da unidade, sempre intercalado com micaxisto, quartzito e calciossilicática. Sua coloração varia de cinza claro a cinza escuro-esverdeado. É bastante foliado (bem marcada pela presença das micas) e apresenta intensidades de mergulho de médias a altas. Macroscopicamente pode-se identificar quartzo, biotita e micas brancas (Figura 7 D).

3.5- Calciossilicática

Este litotipo é o menos abundante dentre as rochas metassedimentares presentes na área de estudo. Ocorre em toda a extensão da UMM, intercalado com micaxisto, filito e quartzito. Apresenta coloração verde clara a acinzentada e aspecto maciço. Macroscopicamente identifica-se anfibólio e granada de cor rosa com até 0,5 cm de diâmetro. Em lâmina delgada a matriz fina da rocha varia de 35-45% e é composta por carbonato e sericita. A hornblenda é predominante, mas pode haver também tremolita-actinolita. Os anfibólios são euédricos e não apresentam orientação e correspondem a 40-50%. Os grãos de granada (15-20%) variam de 0,2 a 0,5 cm e encontram-se parcialmente intemperizados. A titanita é euédrica e seus cristais são bem desenvolvidos. O zircão está disseminado entre os minerais descritos, principalmente na matriz (Figura 7 E e F). Juntos somam aproximadamente de 5-10% da rocha.

3.6- Amostragem

Para o estudo de proveniência, as rochas clásticas finas, como pelito e siltito são as mais adequadas, pois são mais homogêneas e em geral representam a média ponderada da contribuição das fontes erodidas (McLennan, 1984; Dickinson, 1985; Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1990, 1993; Camire et al., 1993). Embora no GBRI também ocorram quartzito, cherts, mármore e rochas calciossilicáticas, neste estudo apenas as rochas clásticas com prováveis protólitos pelíticos, siltíticos e areníticos foram amostradas para os estudos de geoquímica de elementos maiores, traço e isótopos de Sm-Nd.

Deste modo, foram coletadas cinquenta amostras de rochas sedimentares, sendo doze do greenstone belt do Rio Itapicuru e trinta e oito da Sequência Metassedimentar Monteiro e unidades correlacionáveis. Trinta amostras foram utilizadas para análises geoquímicas em rocha total, sendo que apenas 27 foram utilizadas neste estudo, e vinte e sete foram selecionadas para análise de isótopos de Sm-Nd.

Todavia, apenas os dados de Sm-Nd e geoquímica em rocha total não são suficientes para identificar componentes individuais de idade em um sedimento de proveniência mista. Por isto, em adição às amostras acima foram selecionadas quatro amostras de cinco amostras coletadas de sedimentos clásticos para geocronologia U-Pb, cujas relações de campo são apresentadas a seguir.

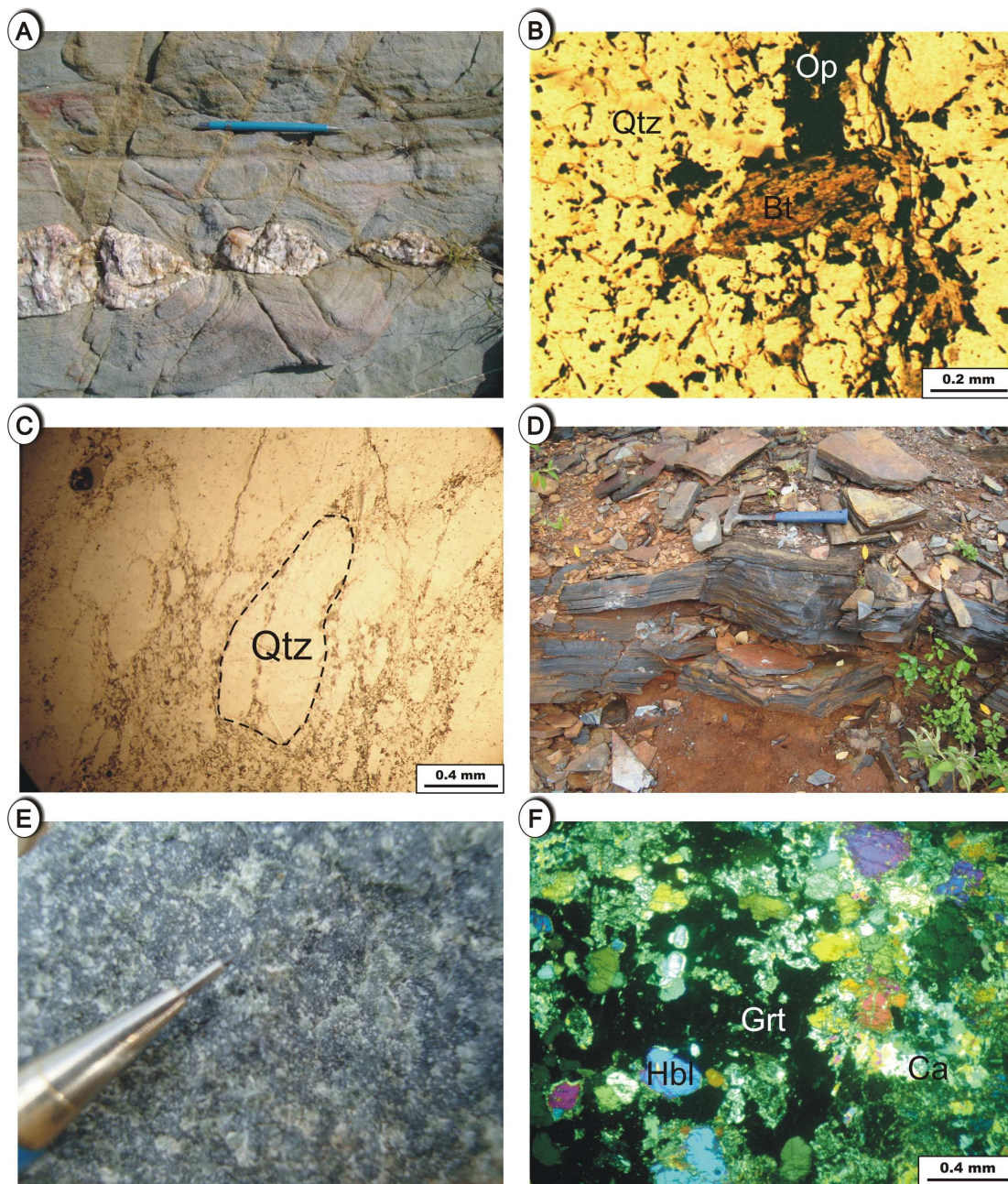


Figura 7: **A.** Quartzito cinzento com intrusão pegmatítica branca boudinada; **B.** Lâmina delgada do quartzito cinzento contendo quartzo, minerais opacos e biotita; **C.** Lâmina delgada de quartzito bege contendo grãos de quartzo deformados e de tamanhos variados e feldspato intemperizado; **D.** afloramento de filito cinzento; **E.** Rocha calciosilicática de coloração esverdeada e aspecto maciço; **F.** Lâmina delgada da calciosilicática contendo matriz sericítica-carbonática, hornblenda e grandes cristais de granada.

Amostra MGM-75B –paragnaisse

Esta amostra representa o biotita paragnaisse mais comum na sequência metassedimentar Monteiro, contendo granada com segregação de feldspato plagioclásio, carbonato, quartzo, biotita e ortoclásio. Aflora entre as cidades de Queimadas e SantaLuz, no extremo ocidental do GBRI. No afloramento amostrado, o paragnaisse tem atitude N20W/70NE (Figura 8). Os grãos de zircão desta amostra são predominantemente ovalados, podendo conter núcleo arredondado ou prismático, e secundariamente ocorrem cristais com formato prismático (Figura 13 A,B e C). São raros cristais que não possuem núcleo e borda de crescimento.

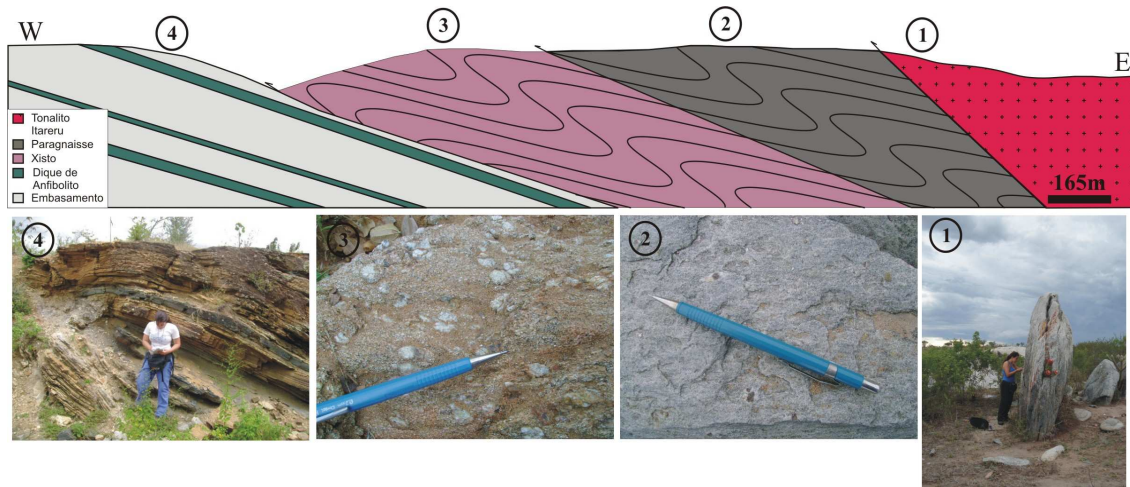


Figura 8: Perfil esquemático entre embasamento arqueano e Tonalito Itareru.

Amostra AM-01 - metaconglomerado

Esta amostra provém da cava do garimpo AM-01, localizada próximo à margem esquerda do Rio Itapicuru. A amostra coletada é de um nível de metaconglomerado intercalado em filito e meta-arenito branco a marrom. O metaconglomerado é composto por clastos de filito, xisto grafitoso e chert negro. Esta sequência metassedimentar mergulha para leste e está estruturalmente acima da unidade de vulcânicas félsicas do GBRI (Figura 9).

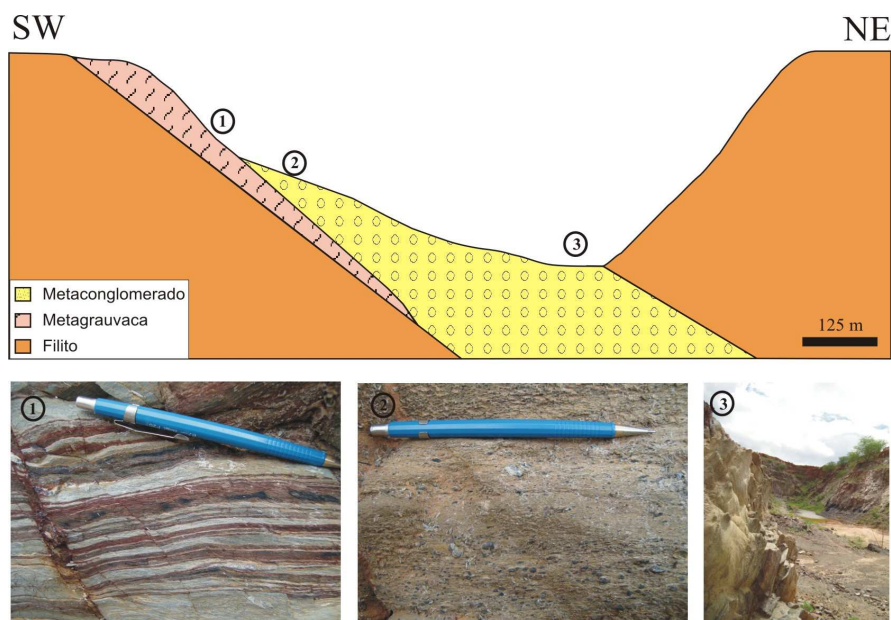


Figura 9: Perfil esquemático da cava AM-01.

Amostra CG-219 – quartzito

Este quartzito de coloração bege está estruturalmente intercalado em metagrauvaca e muscovita quartzito. Tem espessura de afloramento de aproximadamente 5 m em superfície. A foliação no ponto amostrado é N65W/65NE. (Figura 10). Os grãos de zircão desta amostra são bastante variados. Podem ocorrer tanto cristais de forma ovalada quanto prismáticos. Porém, o que predomina são pedaços de cristais quebrados de ambas as formas. Alguns cristais apresentam inclusões de minerais opacos e a maioria apresenta núcleo diferenciado e bordas de crescimento (Figura 13 D, E e F). Os dados coletados nesta amostra foram insuficientes para serem utilizados no estudo de proveniência. Portanto, ela não foi utilizada como parte dos resultados.

Amostra CG-186 – paragnaisse

Esta amostra faz parte da sequência metassedimentar na porção encaixante entre o domo granítico Lagoa do Boi e o granodiorito Fazenda Gavião. Nesse local, o paragnaisse é composto por hornblenda, biotita, plagioclásio, ortoclásio e quartzo. A foliação varia entre N20-50W/50-60SW e está estruturalmente acima de muscovita quartzito (Figura 11). Os grãos de zircão desta amostra são predominantemente arredondados, podendo ter ou não núcleo e bordas de crescimento. Apenas uma pequena parcela é representada pelos cristais prismáticos (Figura 13 G, H e I).

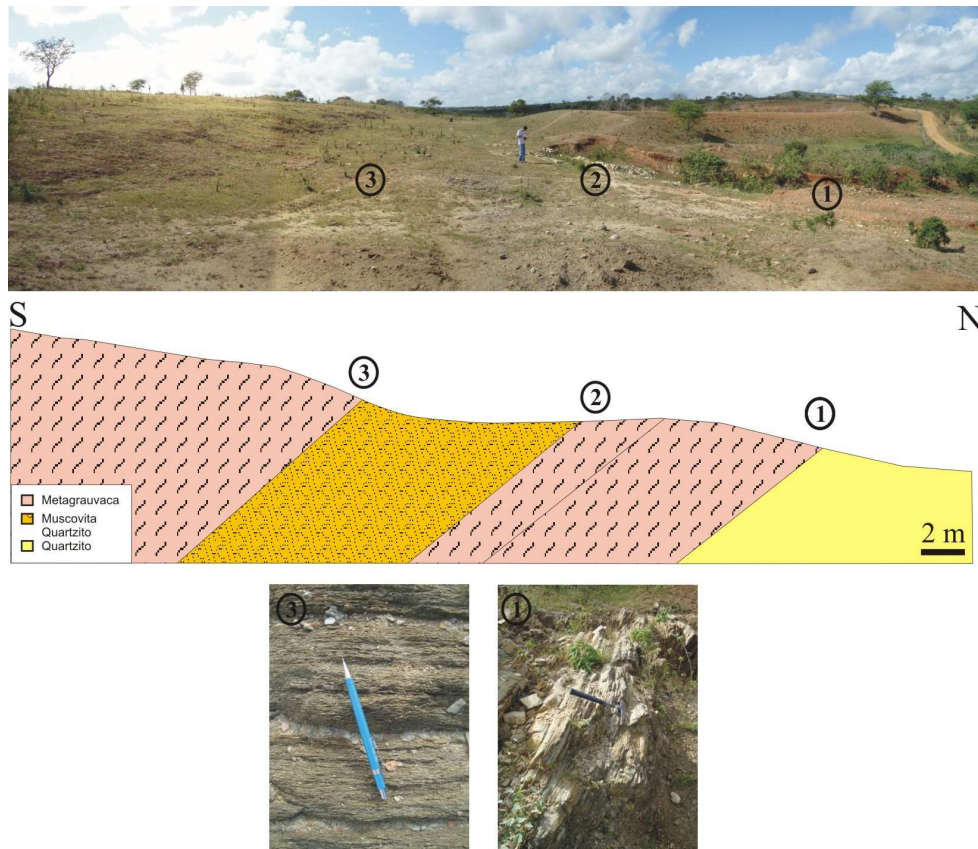


Figura 10: Perfil esquemático do local amostrado.

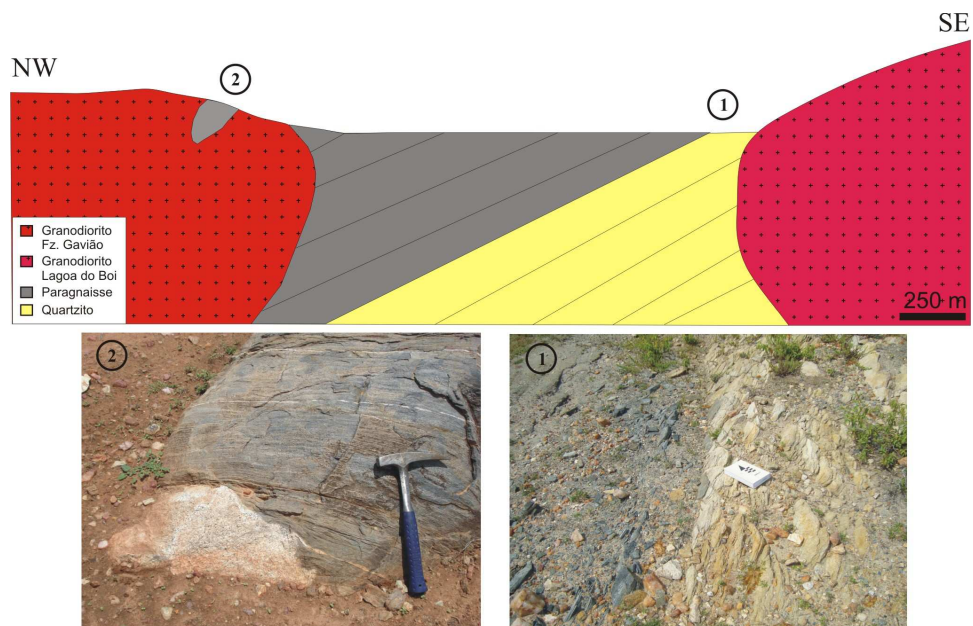


Figura 11: Perfil esquemático entre granodiorito Lagoa do Boi e granodiorito Fazenda Gavião.

Amostra CG-197 – micaxisto

Este sillimanita-biotita-xisto aflora no vertedouro do açude de Poço Grande, próximo à cidade de Araci. O micaxisto contém pequenos nódulos de sillimanita e foi intensamente injetado por folhas graníticas, pegmatitos e veios de quartzo. Dobras fechadas são comuns e a foliação plano axial em geral tem atitude N-S/60W (Figura 12). Os grãos de zircão desta amostra são predominantemente prismáticos contendo bordas de crescimento e núcleo, podendo ser também pedaços quebrados de cristais prismáticos. Minoritariamente ocorrem cristais arredondados, podendo conter ou não núcleo (Figura 13 J, K e L).

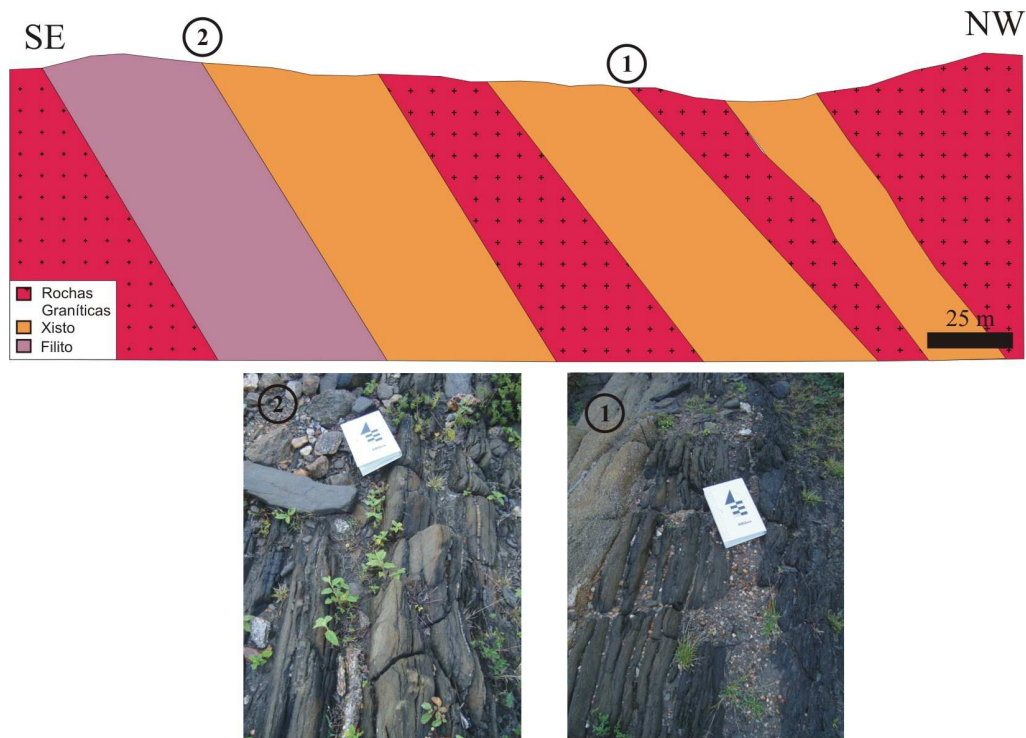


Figura 12: Perfil esquemático do vertedouro do açude de Poço Grande.

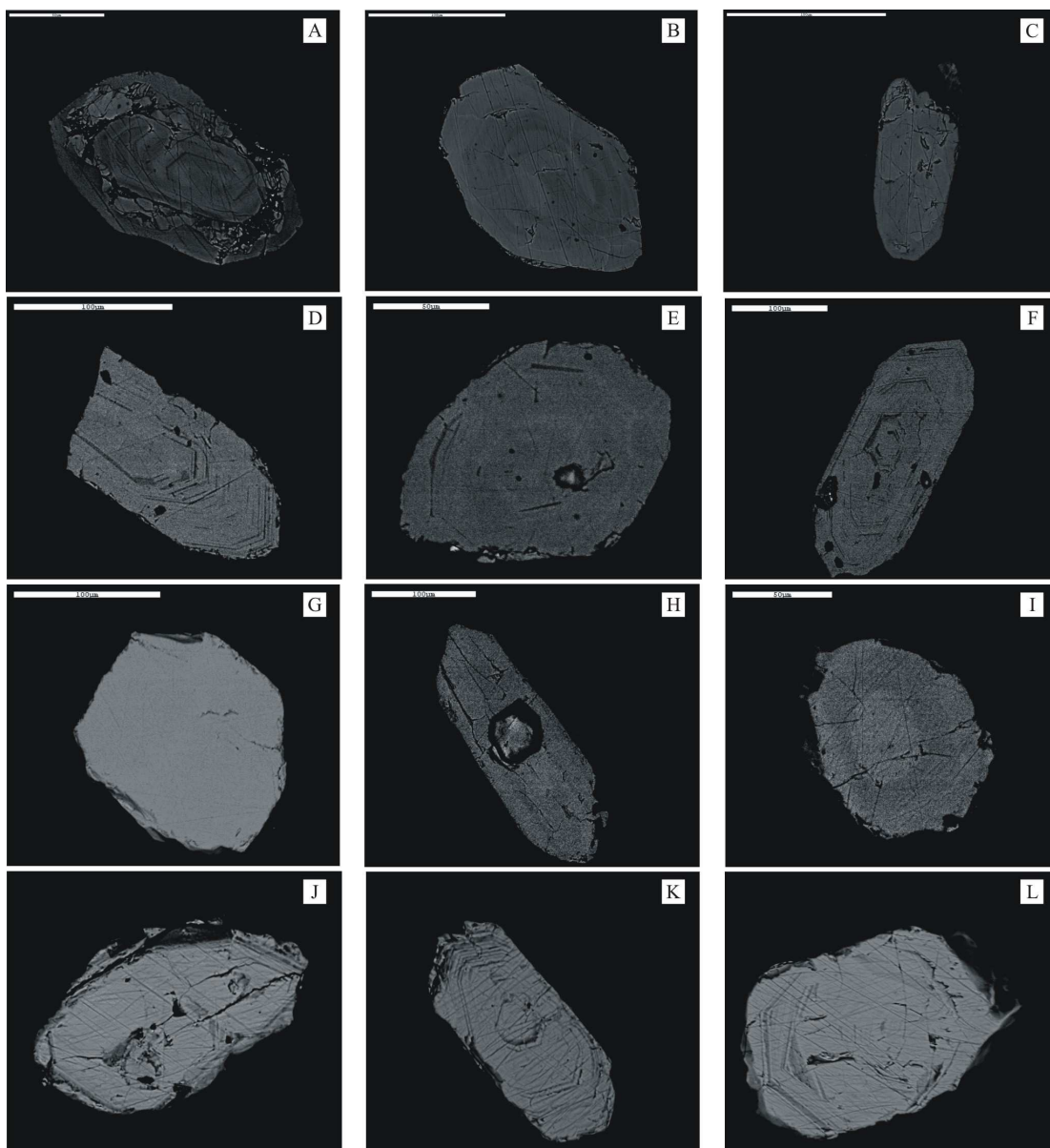


Figura 13: A-B-C) Zircões pertencentes à amostra MGM-75B; D-E-F) Zircões pertencentes à amostra CG-219; G-H-I) Zircões pertencentes à amostra CG-186; J-K-L) Zircões pertencentes à amostra CG-197.

4- CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES

Para que um estudo de proveniência seja completo, deve-se combinar técnicas como geoquímica, isótopos de Sm-Nd e datações U-Pb em minerais pesados para que se tenha bons padrões de comparação, fazendo com que o resultado seja cada vez mais preciso. É de extrema importância que se utilize mais de um tipo de gráfico para testar os resultados, como diagramas multi-elementos, funções discriminantes e diagramas bivariantes, com a finalidade de verificar mobilidade de elementos. Deste modo obtém-se o melhor resultado. Dá-se preferência aos diagramas que utilizam relações entre elementos terras raras, devido a sua mínima mobilidade durante os processos sedimentares. Portanto, recomenda-se como complemento a esse estudo, análises de ICP-MS para elementos traço.

Os protólitos sedimentares das rochas estudadas foram classificados como folhelho, grauvaca, arcósio e arenito. Os dados de intemperismo e reciclagem de sedimentos revelam que a maioria dos metassedimentos estudados apresentam graus de intemperismo médio de 75, indicando a predominância de intemperismo químico moderado nas áreas fonte. Valores baixos da razão Th/U (<3.0) reforçam essa teoria. A adição de K^+ e a formação de minerais secundários observada nos gráficos é observada em lâmina, geralmente na forma de saussuritização dos feldspatos e alteração da biotita para clorita.

Rochas félsicas e intermediárias (granito, granodiorito, riolito e andesito) são as principais rochas fonte, e secundariamente rochas máficas (basalto e gabro).

Os dados de U-Pb e Sm-Nd sugerem que as rochas metassedimentares da Unidade Metassedimentar Monteiro e unidades correlacionáveis no GBRI tem contribuição predominantemente paleoproterozóica. Os xenólitos de paragnaisse encontrados no Toanlito Itareu (2109 ± 5 Ma – Carvalho & Oliveira, 2003) e a intrusão do granodiorito Fazenda Gavião (2106 ± 6 Ma – Costa, 2008) no paragnaisse definem uma idade máxima de deposição para a SMM. A maioria das idades obtidas se encontram no intervalo 2.10-2.24 Ga, sendo que existem grãos mais antigos. Após observar a idade dos terrenos adjacentes verifica-se que as áreas fonte predominantes são os Greenstone Belts do Rio Itapicuru e Rio Capim. Porém, não foram reconhecidas no GBRI e GBRC idades entre 2.163-2.500 Ma. Estas rochas mais antigas podem ser um arco mais antigo não reconhecido ainda, ou um arco acrescionário. Existem outras áreas no Brasil com idades que se encontram neste intervalo, porém estão distantes da área de estudo.

Recomendamos ainda mapeamento de detalhe no GBRI, para que sejam mais bem definidos os contatos das unidades, além do reconhecimento dos possíveis arcos acrecionários, caso eles estejam preservados. Deveriam ser feitos mais estudos geocronológicos, pois deste modo as unidades teriam suas idades conhecidas, facilitando assim a visualização de um modelo geotectônico para a área. Este trabalho contribuiu com o reconhecimento geológico do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, adicionando dados inéditos de geocronologia e também atualizações no mapeamento geológico da área.

REFERÊNCIAS

- Alves da Silva, F.C., 1994. Étude Structural do “Greenstone Belt” Paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia Brésil). Tese de Doutorado. Université d’Orlens. France. 307 p.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: A synthesis. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 74, 343-359.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1-27.
- Barrueto, H. R., 1997. Intrusões sub-vulcânicas alcalinas e lamprófiros nas mineralizações auríferas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Petrografia, Geoquímica e Inclusões Fluidas. Tese de mestrado não publicada. Universidade Estadual de Campinas. 160 p.
- Barrueto, H. R., 2002. Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, UNICAMP. 188 p.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 181–193.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., Torquato, J.R.F., 1980. Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia, in: Inda, H.A.V., Duarte, F.B. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Sec. Minas do Estado da Bahia, Textos Básicos. SME/CPM*, 3: 1–101.
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P., 2003. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Rev. Bras. Geoc.* 33, 55-68.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite- greenstone belt (Bahia, Brazil): the rôle of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Res.* 84, 139-162.
- Costa, F.G., 2008. Petrogênese do granodiorito Fazenda Gavião: registro de uma colisão arco-continente no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Tese de mestrado não publicada, Universidade Estadual de Campinas, 103p.
- Cox, R. A., 2003. Morphological, chemical, and geochronological techniques for characterizing detrital zircon, in Lentz, D.R., ed. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments: Geological Association of Canada, GeoText* 4, p. 105-120.

Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rios, D.C., Rosa, M.L.S., Marinho, M.M., 2003. Geologia, petrografia e litogeoquímica do batólito trondhjemitico Nordeste, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*33, 175-186.

Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Rios, D.C., Macambira, M.J.B., Marinho, M.M., 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb–Sr e Sm–Nd) do Batólito Trondhjemitico Nordeste, Nucleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociencias* 35 (4-suplemento), 1–8.

Davison, I., Teixeira, J.B.G., Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Matos, F.M.V, 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Struture and stratigraphical outline. *Precambrian Res.* 42, 1-17.

Dickin, A.P. 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, UK, 490 pp.

Grisolia, M.F.P., 2007. Geologia da transição greenstone belt-embasamento a oeste do batólito de Nordeste, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual de Campinas.

Kishida, A., 1979. Característica geológica e geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado, 98 p.

Kishida, A., Riccio, L., 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 11, 161-178.

Lacerda, C.M.M., 2000. Evolução Estrutural e Petrogenética do Domo Granodiorítico de Ambrósio, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Unpub. PhD. Thesis. Geosciences Institute (IG), State University of Campinas (UNICAMP), 174 p.

Lebede, S. & Hoppe, A. 1990. Os sedimentos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. In. Congr. Bras. Geol., 36. Natal, 1990. *Resumo das Comunicações...* Natal, SBG. p. 354.

Mascarenhas, J.F., 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos.* Salvador-BA, SME/CPM, 2:57- 165.

Mascarenhas J.F., Garcia T.W. 1989. Mapa geocronológico do Estadoda Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Secretariadas Minas e Energia, Bahia. *Texto Explicativo*, 189 p.

Matos, F.M.V., Conceição, H., 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Geologia e Tipologia. II Simp. Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Núcleo Bahia-Sergipe. Salvador -BA. *Anais*: 60-62.

McLennan, S. M., Bock, B., Hemming, S. R., Hurowitz, J.A., Lev, S. M., McDaniel, D.K., 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D.R., (ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*: Geological Association of Canada, GeoText 4, 7-38.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDanniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of American Special Paper 284, 21–40.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99, 1–21.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015–2050.

Mello, E. F., Lacerda, C. M. M., Oliveira, E. P., McNaughton, N., 1999. SHRIMP U–Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrosio dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil: a major syntectonic granodiorite intrusion. In: *SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 2. Córdoba. Actas. Córdoba: SEGEMAR, 1999. p. 331-334.

Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Hagemann, S.G., Fletcher, I., Snee, L., 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Miner. Deposita* 40, 849-866.

Melo R.C. 1991. Geologia Regional. In: L.H.M. Pereira (ed) *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGGB)*. Folha Serrinha (SC.24-Y-D-VI), Escala 1/100.000, Estado da Bahia. Brasília- DF, DNPM/CPRM, 18-21.

Moreto, C.P.N. , 2007. Mapeamento geológico do contato entre o embasamento e o Greenstone Belt Rio Itapicuru, na região de Queimadas-BA. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Estadual de Campinas.

Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Sabaté, P., 2004. Evidence of an early NS magmatic event in the Palaeoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study. *Precambrian Res.* 134, 41-59.

Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., McNaughton, N., 2005. Evolution of the Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: detrital zircon geochronology and Sm–Nd isotopes on metasedimentary rocks unravel part of the story. *Anais III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador, Bahia, 14-18 agosto de 2005, p. 166-169.

Oliveira E.P., McNaughton N. J., Armstrong R., 2009. Mesoarchaeo to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: T. Kusky, Z. Mingguo, W. Xiao (ed) *“The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth”*, Geological Society of London Special Publication (in the press).

Oliveira, E.P., Mello, E.F., McNaughton, N., 2002. Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Implication for the early evolution of the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 15: 349-362.

Oliveira, E.P.; Carvalho, M.J.; McNaughton, N. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Revista Geologia USP – Série Científica*, Vol. 4: 41-53.

Oliveira, E.P., Donatti Filho, J.P., Ruggiero A., Costa, F.G., 2007. The birth of the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia-Brazil, at a Palaeoproterozoic magma-poor rifted continental margin – a working hypothesis. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. SNET, Natal, p. 122-124.

Oliveira, E.P., Souza, Z.S., Corrêa-Gomes, L.C., 2000. UPb dating of deformed mafic dyke and host gneiss: implications for understanding reworking processes on the western margin of the Archaeo Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30, 49-152.

Oliveira, E.P., Windley, B.F. and McNaughton, N., Pimentel, M., Fletcher, I.R., 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogenparallel escape tectonics. *Precambrian Res.* 128: 143-165.

Ranjan, N., Banerjee, D.M., 2009. Central Himalayan crystallines as the primary source for the sandstone–mudstone suites of the Siwalik Group: New geochemical evidence. *Gondwana Research*, v. 16, p. 687–696.

Rios, D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica. Tese de doutorado não publicada. Universidade Federal da Bahia, 239 p.

Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Plá Cid, J., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., McReath, I., Marinho, M.M., Davis, W.,J., 2007. Palaeoproterozoic potassicultrapotassic magmatism: Morro do Afonso sienite pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 154, 1-30.

Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Dickin, A.P., 2003. A New Proposal for the Subdivision of Granitic Rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, Based on U-Pb and Pb-Pb Geochronological and Lithogeochemical Data. *Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, p. 264.

Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Marinho, M.M., 2006. Morro do Lopes Granites: Palaeoproterozoic alkaline magmas and their significance for Serrinha Nucleus evolution, northeastern Bahia, Brazil. *V South American Symposium on Isotope Geology*, p. 238.

Rios, D.C., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Burgos, C.M.G., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., Lisboa, M.P., 1998. Granitogênese da parte meridional oriental do Núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica. Pub. Esp. SBG, Núcleo BASE. 5:91-113.

Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., 2000. Ages of granites of the Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. Rev. Bras. Geoc. 30, 74-77.

Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Davis, W.J., Dickin, A.P., Marinho, M.M., Stern, R., 2008. 3.65–2.10 Ga history of crust formation from zircon geochronology and isotope geochemistry of the Quijingue and Euclides plutons, Serrinha nucleus, Brazil. Precambrian Res. 167 (1–2), 53–70.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone- mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. Journal of Geology 94, 635–650.

Silva, M.G., 1987. Geochemie, petrologie and geotektonische entwicklung eines Proterozoischen greunsteingnertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. University of Freiburg, Freiburg, Germany, Ph.D. Thesis, 141p.

Silva, M.G., 1991. Evidências de uma Tectônica de Colisão-Subducção no Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: SBG, Simp. Geol.Nordeste, 14, Recife-PE, Anais, 216-219.

Silva, M.G., 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo *back arc* fóssil. Rev. Bras. Geoc. 22, 157-166.

Silva, M.G., 1996. Síntese e Interpretação dos Dados Geocronológicos dos Terrenos Granito-*Greenstone* do Rio Itapicuru (Ba). XXXIX Cong. Bras. Geologia. Salvador, Bahia. Anais, 6, 544–547.

Silva, M.G., Coelho, C.E.S., Teixeira, J.B.G., Alves da Silva, F.C, Silva, R.A., Souza, J.A.B., 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. Mineralium Deposita 36: 345-357.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications. 312 p.

Vasconcelos, P. & Becker, T., 1992. A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências. Unicamp, Boletim de Resumos, p. 29.

Xavier, R.P., Coelho, C.E.S., 2000. Fluid regimes related to the formation of lode-gold deposits the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia: a fluid inclusion review. Revista Bras. Geoc. 30(2), p. 311-314.

Xavier, R.P., Foster, R.P., 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Chemical Geol. 154, 133-154.

Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Grahlan, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, v. 409, p. 174-178.

Winge, M., 1984. A seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: Sa, P.V., Duarte, F.B. (Eds.), *Textos Básicos*, vol. 5. Secretaria de Minas e Energia da Bahia, Salvador-BA, pp. 43-103.

CAPÍTULO II

ARTIGO A SER SUBMETIDO A UM PERIÓDICO INDEXADO

Zircon geochronology and whole-rock geochemical constraints on the provenance of sedimentary rocks of the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone belt, Brazil

Abstract

Studies of sediment provenance, weathering and possible tectonic environments have been carried out for the first time in metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt, Serrinha Block, Bahia, using LA-ICP-MS U-Pb geochronology in detrital zircon grains as well as whole-rock geochemistry and Sm-Nd isotope data. The protolith of the metasedimentary rocks were classified as arkose, shale, greywacke and sandstone. The chemical index of alteration (CIA) ranges from 39-70 indicating moderate chemical weathering in source areas. Intermediate and felsic rocks (granite, granodiorite, rhyolite and andesite) are the likely main source rocks, and secondarily mafic rocks (basalt and gabbro). Most samples show negative $\epsilon_{Nd(0)}$ values ranging from -6.83 to -34.29 and only one sample yielded $\epsilon_{Nd(0)} = +2.38$. Depleted mantle Nd model ages (TDM) fall most in the range 2.0 to 2.2 Ga, with a few outliers at 2.67 Ga. The U-Pb data on detrital zircons of four samples yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age populations of 2.16 to 2.23 Ga, with a few grains older and only on Archaean grain. The isotope results indicate that the metasedimentary rocks the Rio Itapicuru greenstone belt have source areas mostly in Palaeoproterozoic terranes such as the Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts, and very much rarely in Archaean rocks. However, zircon populations between 2.17 Ga and 2.24 Ga are not found in the Serrinha block, thus requiring sources that are not known in the region. Diagrams of tectonic setting suggest that the sediments may have been deposited mostly on active continental margins. Our data support a model in which basalts and arc granites of Rio Itapicuru greenstone belt accreted onto an unknown active continental margin and the entire pile collided with, and was thrust onto Archaean microcontinents.

Keywords: sediment provenance, U-Pb geochronology, Sm-Nd isotopes, Rio Itapicuru greenstone belt

INTRODUCTION

Sedimentary rocks may contain important information about their provenance and the processes that have taken place during and after their original deposition, such as diagenesis, weathering and metamorphism. The provenance of sedimentary rocks in ancient sedimentary basins is a robust geological tool to understand the evolution of the continental crust as well as to reconstruct orogenic belts and supercontinents. For instance, the oldest zircon grains ever found on Earth were recovered from Precambrian sedimentary rocks of Australia, showing that continental crust was already in existence as far back in time as 4.4 billion years ago (Wilde et al., 2001, Ushikubo et al. 2008). Similarly, Ranjan and Banerjee (2009) have shown that the Siwalik molasse contains clasts eroded away from the central crystalline complex of the Himalayas, and Murphy et al. (2006) demonstrated that the paleoterranes Armorica and Avalonia belonged to the Gondwana supercontinent and not to Laurentia.

In Precambrian greenstone belt terrains, cherts and banded iron formations generally occur interleaved in basalt and andesite flows and yet their origin by chemical precipitation in ocean and shallow seas is not contested. Conversely, the origin of clastic sedimentary rocks in these terrains is more disputed, with interpretations varying from erosion of igneous rocks from the greenstone belt (Feng and Kerrich 1990, Heubeck and Lowe 1999, Davies 2002) to contributions from exotic sources (Machado et al. 1996, Fedo et al. 1996).

In South America, a few provenance studies have been carried out in greenstone belt terrains (Machado et al. 1996, Leal et al. 2003, Fortes et al. 2003, Hartmann and Santos 2004) but little is known about one of the main gold producer area in Brazil, the Rio Itapicuru greenstone belt in the northeastern portion of the São Francisco craton. This Palaeoproterozoic greenstone belt (e.g. Silva et al. 2001, Mello et al. 2006, Oliveira et al. 2010a) is made up of basalts with minor intercalations of chemical and clastic sedimentary rocks, followed upwards by andesite and dacite, and a pile of clastic and chemical sedimentary rocks (Kishida and Riccio 1980, Silva et al. 2001). The entire rock sequence was intruded by granitic plutons. If on one hand the basalts are interpreted as having formed on continental back-arc basins (Silva 1992, Silva et al. 2001) or at magma-poor rifted continental margins (Donatti Filho and Oliveira 2007, Oliveira et al. 2007) and the andesite and dacite in arcs (Silva et al. 2001, Ruggiero and Oliveira 2010), little is known about the sedimentary rocks. Lebede and Hope (1990) suggested that clastic sediments of the Rio

Itapicuru greenstone belt were derived from erosion of island arc felsic volcanic rocks and that the most basal sediments are conglomerates and associated chemical sediments deposited in deep marine environments. These authors recognized also clasts of the gneiss-migmatite basement and suggested that the coarse-grained sediments occurring more abundantly in the uppermost sections of the sedimentary pile were possibly formed in shallow marine environments. On the basis of depleted-mantle Sm-Nd model ages Grisolia and Oliveira (2009) concluded that the sediments were derived mostly from erosion of rocks of the greenstone belt with little or no contribution from the basement. In order to improve the models for evolution of the Rio Itapicuru greenstone belt here we present new zircon geochronology, whole-rock geochemistry and Sm-Nd model ages for sedimentary rocks of the greenstone belt.

GEOLOGICAL SETTING

The Rio Itapicuru greenstone belt is one of the Precambrian greenstone belts of the São Francisco craton, and is located on its northeastern portion. The main geological features of the São Francisco craton is outlined in Teixeira and Figueiredo (1991), Barbosa and Sabaté (2004) and Oliveira et al. (2004, 2010a). The craton consists of two Archaean high-grade gneiss-migmatite, granite-greenstone basement areas, namely the Iron Quadrangle of Minas Gerais state in the south, and the Gavião, Jequié, Serrinha blocks in the north (Fig. 1). The craton is covered mostly by Palaeoproterozoic to Mesoproterozoic sedimentary rocks of the Espinhaço and Chapada Diamantina basins, Neoproterozoic sediments of the Bambuí basin and Phanerozoic sediments of the São Francisco basin.

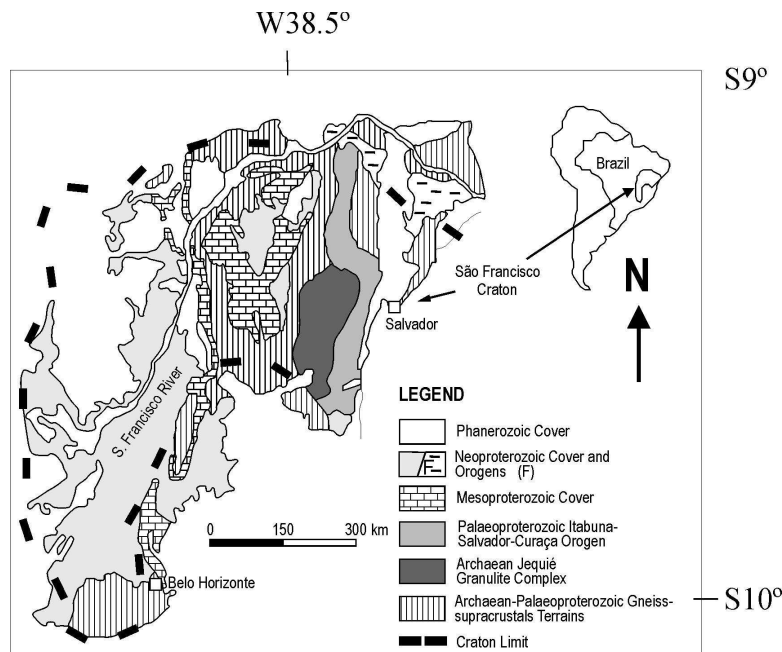


Figure 1: The São Francisco Craton with the main tectonic units and location of the northern (1) and southern (2) segments of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen.

According to Barbosa and Sabaté (2004) the northern part of the São Francisco craton is the outcome of result collision between the Gavião, Jequié, Serrinha blocks and the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen during the Palaeoproterozoic.

The Serrinha block is bounded to the west by the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen and to east by Mesozoic sedimentary rocks of the Reconcavo basin (Fig. 2). It is made up of Archaean

gneiss-migmatite terranes and Palaeoproterozoic granite-greenstone belts. Two greenstone belts are recognized, the Rio Itapicuru and the Rio Capim greenstone belts. Several granite stocks and batholiths have intruded into the basement and the greenstone belts shortly before and during the final Palaeoproterozoic collision between 2,080 Ma and 2,040 Ma (Mello et al. 2006, Oliveira et al. 2004, 2010a).

The Archaean gneiss-migmatite exposures in the Serrinha block occur mainly to the west of the Rio Itapicuru greenstone belt and in the Uauá block in the north (Fig. 2). Mascarenhas (1979) and Melo et al. (1995) refer to the basement rocks as the Santa Luz metamorphic complex. Oliveira et al. (2010a) separated the basement complex into the Jacurici, Retirolândia and Uauá gneiss-migmatite subdomains of the Serrinha block, the latter is intruded by at least two major mafic dyke swarms. One additional subdomain is proposed here to include the Santa Luz banded gneisses shown in Fig. 2, which extend for hundreds of kilometres in the N-S direction and are composed mainly of deformed gneisses and mafic dykes. Zircon U-Pb age dating indicates ages between 3,142 Ma and 2,998 Ma for the basement gneisses (Oliveira et al. 2002, 2010a).

The Rio Itapicuru greenstone belt is a low grade metamorphic supracrustal sequence approximately 180 km long and 30 km wide (RIGB in Fig. 2). Kishida and Riccio (1980), Davison et al (1988) and Silva et al. (2001) divided the greenstone belt into three lithostratigraphic units: (i) the basal mafic volcanic unit composed of massive and pillowed basaltic flows interlayered with chert, banded-iron formation, and carbonaceous shale; (ii) the intermediate to felsic volcanic unit with metadacites, meta-andesites and metapyroclastic rocks, and (iii) the metasedimentary pelitic-psammitic unit composed mainly of metapelites and minor chemical sedimentary rocks.

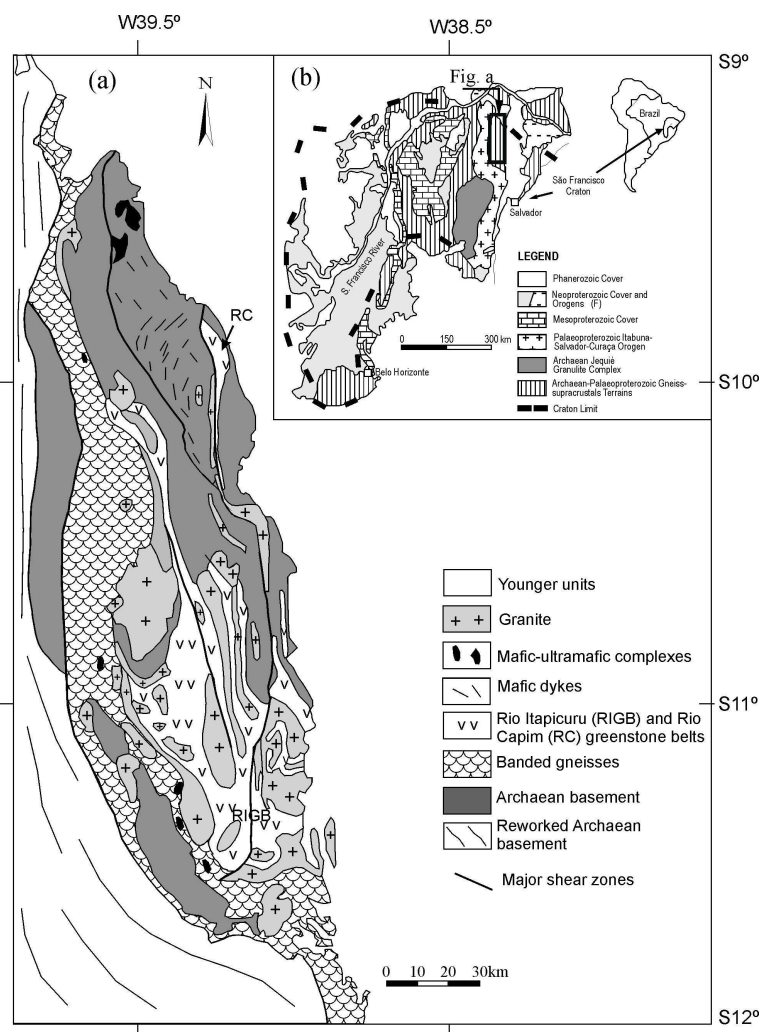


Figure 2: Geological map of the Serrinha block with location of the greenstone belts of Rio Itapicuru (RIGB) and Rio Capim (RC), after Oliveira et al. (2010b). The banded gneisses and Archaean basement constitute the Santa Luz complex. Inset indicates location of the Serrinha bloci in the São Francisco craton.

Granite stocks and batholiths intruded all units, forming dome and keel structure in some parts of the greenstone belt. Several shear zone-controlled gold deposits are known in the belt (e.g. Silva et al. 2001), the largest of which is the Weber belt, trending E-W in the southern portion of the Serrinha block. Gold mineralization is of the lode type, host in quartz veins and breccias, or sulphides in metamorphosed and deformed mafic and felsic igneous rocks (Xavier and Foster 1999, Xavier and Coelho 2000, Silva et al. 2001, Mello et al. 2006). High-precision zircon U-Pb geochronological data for the Rio Itapicuru greenstone belt show age intervals of 2,145-2,143 Ma for metabasalts and ca. 2,084 Ma for meta-andesite (Oliveira et al. 2010a), and 2,163-2,080 Ma for granitoids (Mello et al. 2006, Rios et al. 2009, Oliveira et al. 2010a). Ar-Ar

data for the gold mineralization yielded ages of 2,042-2,050 Ma (Mello et al. 2006). The occurrence of granites older than the basalts suggests a complex evolution and the possibility of existence of much older basalts not yet recognized in the belt.

The Rio Capim greenstone belt (RC in Fig. 2), on the other hand, is a relatively small, approximately 6 km wide and 20 km long, N-S elongated belt of deformed and metamorphosed mafic to felsic volcanic rocks and associated pelitic rocks, intruded by a few plutons ranging in composition from gabbro, diorite to granite (Winge 1981, Jardim de Sá et al. 1984, Oliveira et al. 2010b). The greenstone belt lies in contact with rocks of the Uauá block, to the west, along hundred meters-thick vertical shear zones. Oliveira et al. (2010b) constrained the age of this greenstone belt between 2,148 Ma and 2,128 Ma; and on the basis of trace element geochemistry and Sm-Nd isotopes suggested that it represents a primitive intra-oceanic arc that collided with the Archaean Uauá block.

SEDIMENTARY ROCKS OF THE RIO ITAPICURU GREENSTONE BELT

Metamorphosed sedimentary rocks crop out mostly in the central and southern portions of the greenstone belt (Fig. 3) where they are represented by sillimanite micaschist, biotite and chlorite schists, phyllite, and minor banded iron formation, marble, quartzite, and metaconglomerate

During recent geological mapping, Grisolia (2007) and Moreto (2007) recognized a large area of metamorphosed clastic sedimentary rocks, the Monteiro Sequence, to the east of Queimadas along the western boundary of the greenstone belt (Fig. 3). There the metamorphosed sedimentary rocks consist of biotite-garnet gneisses, sillimanite-tourmaline biotite gneiss, garnet-biotite schist, biotite schist and minor quartzite. Primary sedimentary structures are still preserved in some places, such as compositional layering, cross-stratification and breccias (Fig. 4a,b,c), but the main rock type is a homogeneous biotite-garnet gneiss (Fig. 4d). The gneisses and schists were thrust westwards onto the Santa Luz basement banded gneisses. The schists are also cross-cut by, or found as xenoliths in K-rich granodiorite plutons (Fig. 4d) with U-Pb SHRIMP zircon ages between 2,109 Ma

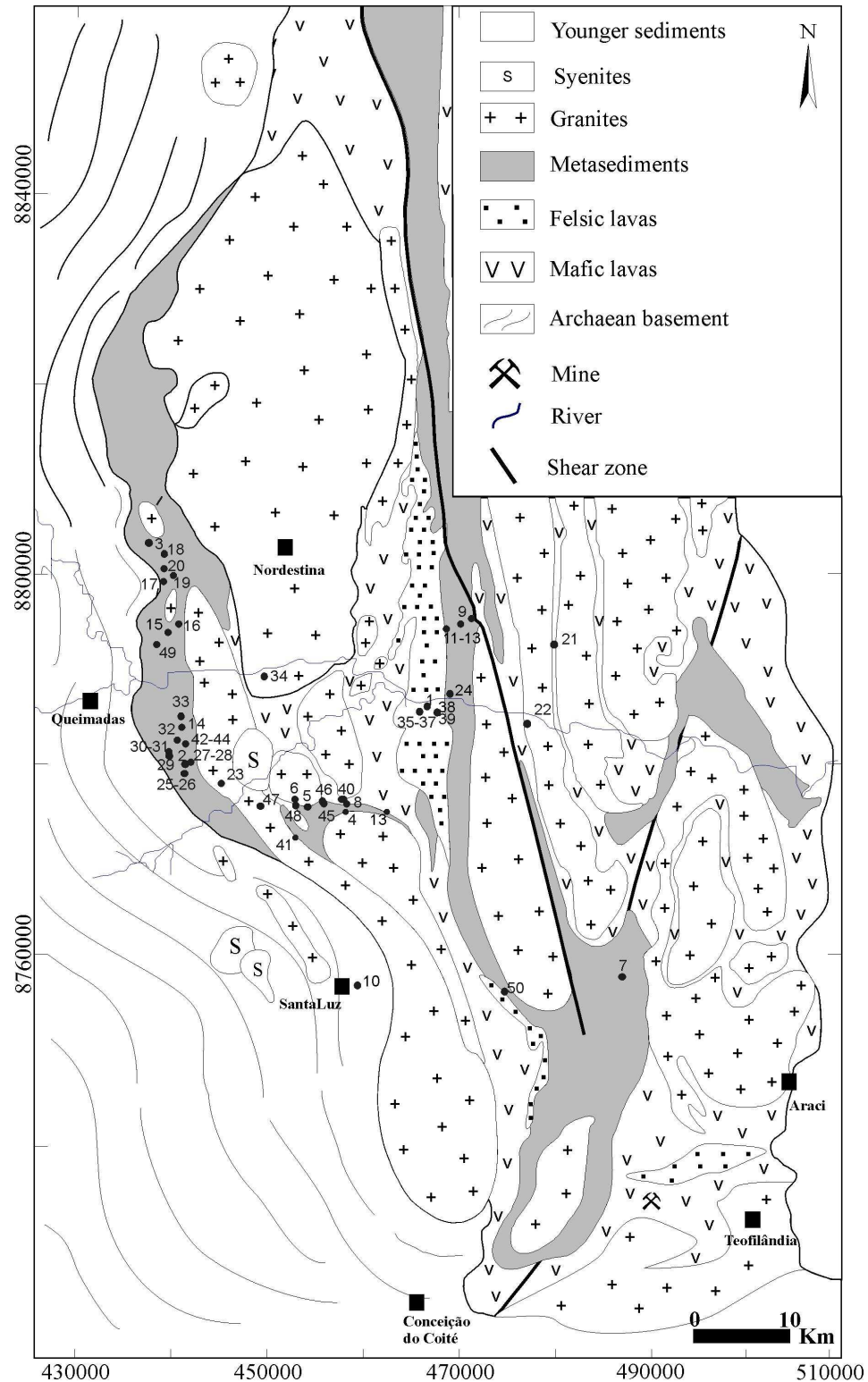


Figure 3: Geological map of the central and southern parts of the Rio Itapicuru greenstone belt and the basement with location of the samples investigated in this study (map modified after Costa 2008). and 2,106 Ma (Carvalho and Oliveira 2003, Costa 2008); these plutons set a minimum age for deposition of the sediment protoliths and for the amphibolite facies metamorphism that affected the sedimentary rocks.

SAMPLING SITES

For provenance studies, the fine-grained clastic rocks, such as siltstone and sandstone are the best rock types because they are more homogeneous and generally mirror the relative contribution of the eroded sources (McLennan 1984, Dickinson 1985, Taylor and McLennan 1985, McLennan et al. 1990, 1993, Camire et al. 1993). Although quartzite, chert, marble and calcsilicate rocks are not uncommon in the Rio Itapicuru greenstone belt, for this study we chose only the clastic rocks with likely pelite, siltstone and sandstone protoliths for Sm-Nd isotopes and major and trace element analyses. Twenty-seven metasedimentary rocks were collected from different outcrops of the greenstone belt for whole-rock geochemistry and 27 samples were analysed for Sm-Nd isotopes.

Since the whole-rock geochemistry is not sufficient to identify age components of sediments with mixed provenance, 4 additional samples were collected for zircon U-Pb age dating, of which two paragneisses are from the Monteiro Sequence (samples CG-186 and MGM-75B) and the remaining samples are from distinct sites of the greenstone belt - metasandstone AM-01, and micaschist CG-197. The location of all samples is shown in Figure 3 and the sample list with GPS coordinates is shown in Table 1. Detailed descriptions of the outcrops selected for U-Pb zircon geochronology are presented below.

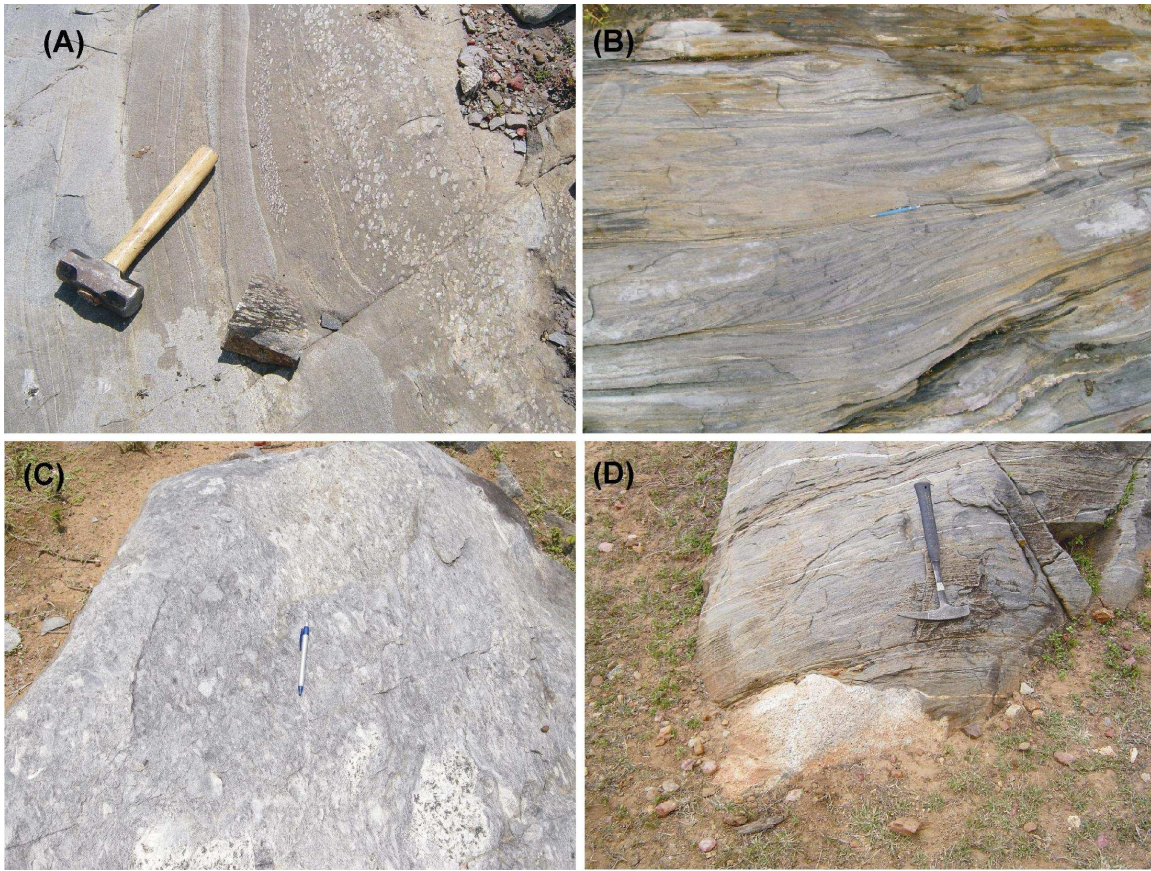


Figure 4: Metamorphosed sedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. A) Compositional layering of bitotite-gneiss with sillimanite-rich layers; B) cross-stratification in micaceous quartzite; C) breccia or intraformational conglomerate; D) homogeneous biotite gneiss cross-cut by the Fazenda Gavião granodiorite.

Sampling sites for zircon geochronology

Sample AM-01 - quartzite: this sample was collected in an open pit at the left margin of the Rio Itapicuru river. It comes from psammitic layers of a banded sequence of intercalated white phyllite with brown phyllite, and poorly sorted metaconglomerate with black chert and phyllite clasts embedded in a matrix of medium- to fine grained metasandstone (Fig. 5).

Table 1: List of analysed samples with geographic coordinates. RIGB- Rio Itapicuru greenstone belt; MS – Monteiro sequence.

Samples	Map number	Rock type	Unit	Longitude (UTM)	Latitude (UTM)	Whole rock	Sm-Nd	U-Pb
AM-01	1	metasandstone	RIGB	468464	8786000	X		X
CG-26	2	paragneiss	MS	441662	8779622		X	
CG-99	3	micaschist	MS	436868	8804210	X	X	
CG-184	4	paragneiss	MS	459388	8774344		X	
CG-186	5	paragneiss	MS	455206	8774866		X	X
CG-189A	6	paragneiss	MS	453828	8775702		X	
CG-197	7	micaschist	RIGB	489994	8756082		X	X
CG-203	8	mica schist	MS	459548	8755230		X	
CG-204	9	quartzite	RIGB	472146	8795102		X	
CG-207-1	10	phyllite	RIGB	467607	8785410		X	
CG-207-3	11	phyllite	RIGB	467607	8785410		X	
CG-208	12	phyllite	RIGB	467389	8785366		X	
CG-236	14	paragneiss	MS	441309	8783668	X		
CGC-66D	15	quartzite	RIGB	440965	8795102		X	
CGC-222B	16	micaschist	MS	439770	8794200	X	X	
CGF-21	17	micaschist	MS	439257	8799800	X	X	
CGF-39B	18	micaschist	MS	439383	8802874	X		
CGF-48	19	quartzite	MS	440376	8800502	X	X	
CGF-51	20	micaschist	MS	439477	8801168	X		
GBRI-2B	21	phyllite	RIGB	482654	8792860		X	
GBRI-15	22	phyllite	RIGB	479507	8784062		X	
JCI 150B	23	paragneiss	MS	445662	8777463		X	
JPMS-36A	24	phyllite	MS	469516	8785338		X	
MGM-01B	25	paragneiss	MS	441608	8778560	X	X	
MGM-01D	26	paragneiss	MS	441608	8778560	X		
MGM-03A	27	paragneiss	MS	442321	8779810	X	X	
MGM-03C	28	paragneiss	MS	442321	8779810	X	X	
MGM-70	29	micaschist	MS	439901	8780486	X	X	
MGM-71A	30	micaschist	MS	439853	8780960	X		
MGM-71C	31	micaschist	MS	439853	8780960	X	X	
MGM-75B	32	paragneiss	MS	440795	8782246			X
MGM-98	33	paragneiss	MS	441200	8784920	X	X	
MGM-446	35	phyllite	RIGB	467324	8785370	X		
MGM-447A	36	phyllite	RIGB	467548	8785422	X		
MGM-447B	37	phyllite	RIGB	467548	8785422	X		
MGM-450	39	phyllite	RIGB	469073	8785150	X		
MGM-474	41	paragneiss	MS	453863	8771466	X		
MGM-492A	42	paragneiss	MS	441710	8781828	X		
MGM-492B	43	paragneiss	MS	441710	8781828	X		
MGM-492C	44	paragneiss	MS	441710	8781828	X		
MGM-504	45	phyllite	MS	456991	8775256	X		
MGM-505	46	phyllite	MS	456864	8775516	X		
MGM-517B	47	paragneiss	MS	449999	8774944	X		
PO-58A	49	paragneiss	MS	438518	8792860		X	
PO-70	50	phyllite	RIGB	476628	8735632		X	

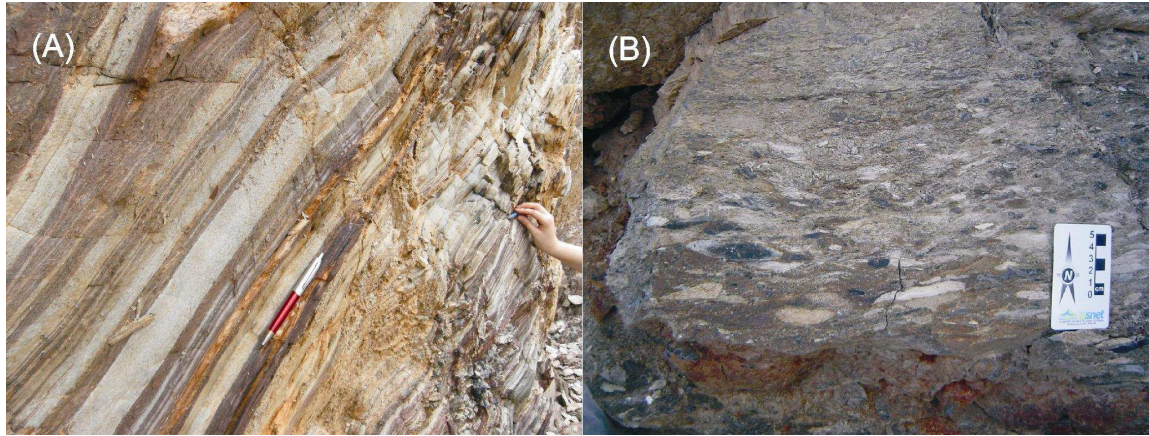


Figure 5: Outcrops of sample AM-01 locality close to the left margin of the Rio Itapicuru river, showing in (A) intercalation of white and brown phyllite and in (B) metaconglomerate grading upsection into massive metasandstone. Coordinates: E468452; N8786150.

Sample CG-197 – micaschist: this sample is from a large outcrop on the pavement of the Poço Grande dam spillway, to the west of Araci (Fig. 3). The outcrop consists of highly deformed, steeply dipping amphibolite facies sillimanite-garnet micaschist with compositional layering given by change in the rock colour and varying abundance of mica (Fig. 6). The micaschist was intruded by syntectonic leucogranite and pegmatite sheets along the foliation plane. No age is so far known for the granites but the closest granite dome is the Araci dome for which Rios et al. (2009) report a zircon age of $2,059 \pm 8$ Ma.



Figure 6: Outcrops of micaschist CG-197 in the Poço Grande dam spillway. A) Granite sheets intruded grey micaschist in structural conformity; B) Detailed view of the micaschist with compositional banding. Coordinates: E489994; N8756082.

Sample MGM-75B – garnet-biotite gneiss: this sample is a garnet-biotite gneiss representative of the most abundant metasedimentary rock of the Monteiro Sequence in the western portion of the

greenstone belt. Biotite gneiss lies structurally over a sequence of micaschist and sillimanite micaschist with minor micaceous quartzite beds. The entire sequence was thrust over banded gneisses of the Archaean basement and was conformably intruded by granitic sheets such as the $2,109 \pm 5$ Ma Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira 2003).

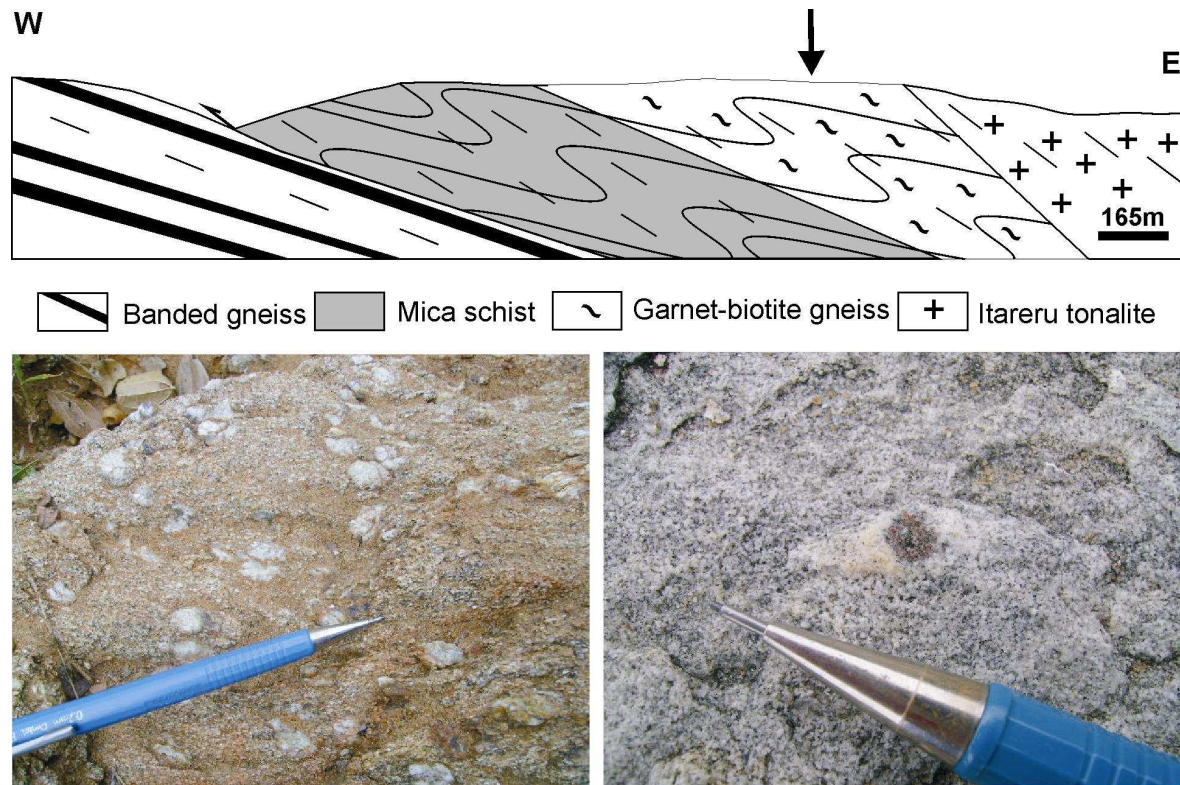


Figure 7: Sample MGM-75B locality, showing in the top a geological cross-section with garnet-biotite gneiss and mica schist structurally over the basement banded gneisses - arrow indicates the sampling site; the bottom photos show field aspects of sillimanite-rich micaceous quartzite (left) and the sampled garnet-biotite gneiss (right). Coordinates: E440795; N8782246.

Sample CG-186 – biotite-schist: this sample was collected at the contact of the Lagoa do Boi granitic dome to the north of Santa Luz town (Fig. 3) and it is representative also of the Monteiro Sequence. There both granite and biotite schist display a N-NW-dipping penetrative foliation (Fig. 8) which may have formed during dome uplift. The biotite gneiss grades laterally into a ca. 100 m-thick bed of micaceous quartzite, which in turn grades to the schistose gneiss and then to a biotite schist indistinguishable of sample MGM-75B above. The latter gneiss is intruded by the

Gavião farm granite as shown in Figure 4d. In Figure 8, the relative stratigraphy of basalt and sediments is deduced from a detailed geological mapping.

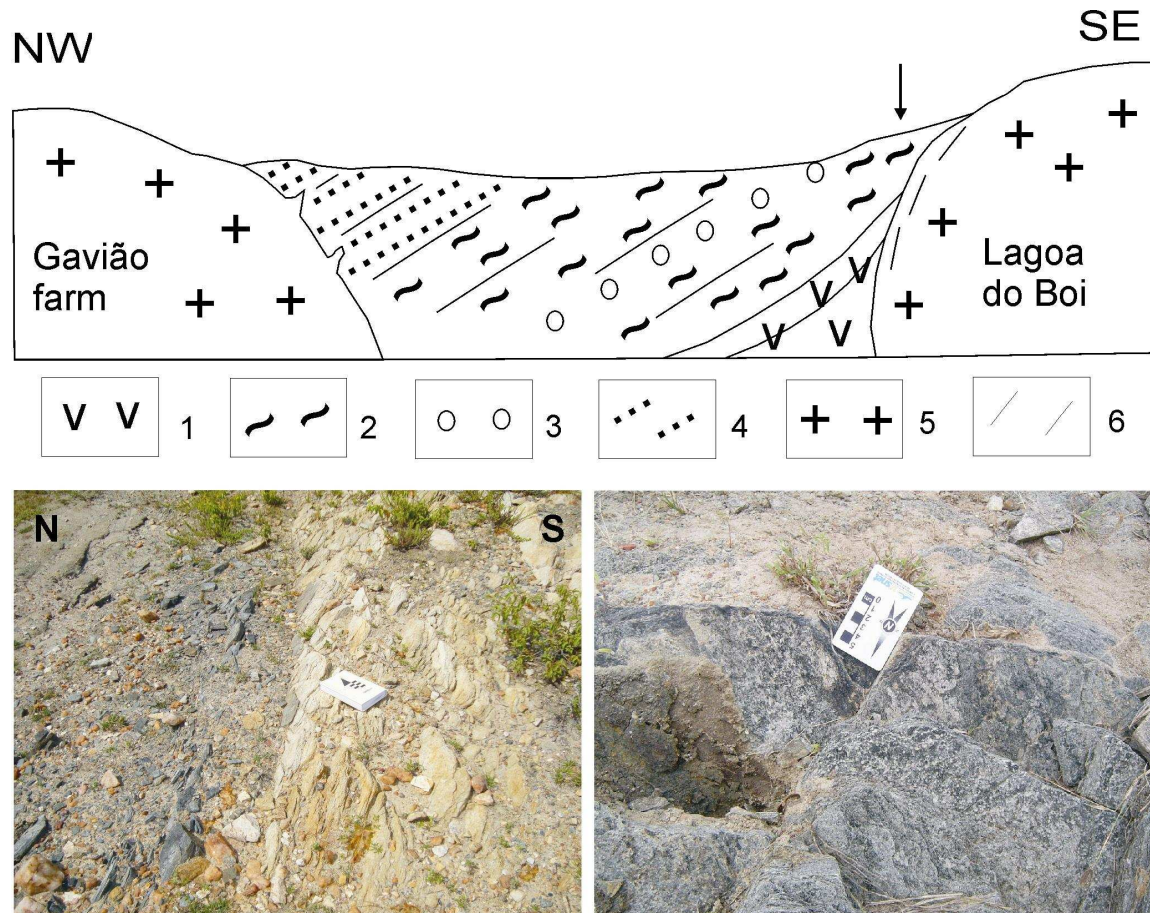


Figure 8: Field aspects of sample CG-186, showing in the top the sampling site (arrow) and a geological section with the relative stratigraphy of the supracrustal rocks. In the bottom left the contact between the biotite schist (dark grey) with quartzite (white), and in the right a detail of the biotite schist. 1- basalt, 2- biotite schist, 3- quartzite, 4- biotite schist, 5- granites, 6- foliation. The intrusive contact of the Gavião farm granite into the Monteiro gneiss is shown in Fig. 4d. Coordinates of the sampling site: E455206; N8774866.

ANALYTICAL TECHNIQUES

Major and trace elements: Thirty metasediment samples were analysed in a Philips PW2100 X-ray fluorescence spectrometer at the Geosciences Institute of the State University of Campinas, Brazil. Approximately 1 kg sample were ground in agate mill and made fusion beads and pressed powder pellets respectively for major and trace element analysis, following the procedures of Vendemiatto and Enzweiler (2001). Data quality was controlled routinely through analyses of the international reference rocks W-2 and BHVO for major elements, and RGM-1 and WSE for trace elements. The relative errors are 0.4 - 1.5% for major and minor elements, while for trace elements they range within 1.5 - 10%. Some samples were also analysed for the rare earth elements and other trace elements on a Thermo (Xseries2) quadrupole ICP-MS at the Geosciences Institute of UNICAMP following the in house adapted analytical procedures of Eggins et al. (1997) and Liang et al. (2000), and instrument conditions of Cotta and Enzweiler (2009); the results are better than 10% deviation from the recommended values for the international standards BRP-1, RGM-1 and GSP-2.

Sm-Nd isotopes: A total of 27 metasediment samples were selected for Sm-Nd isotope analysis, 19 of the Monteiro Sequence and 8 of distinct sites of the greenstone belt. Sm-Nd ratios were determined using a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia, Brazil. The samples were dissolved in a HF-HNO₃ mixture and Nd and Sm extracted using ion exchange columns loaded with AG-50W cation and LN-spec resins, following the general procedures of Patchett and Ruiz (1987) and analytical protocols of Gioia and Pimentel (2000). Correction for blanks was insignificant for Nd isotopic compositions and for Sm-Nd concentrations and ratios. Depleted-mantle Nd model ages and ϵ_{Nd} values were calculated according to DePaolo (1988).

U-Pb Zircon Geochronology: The U-Pb age dating of detrital zircon grains were carried out at the Geochronology Laboratory of the Geosciences Institute of University of Brasilia, Brazil, according to the method described by Böhn et al (2009). Zircon concentrates were extracted from >10 kg rock sample in the University of Campinas using conventional magnetic and density techniques to concentrate the 1 Ampere non-magnetic, heavy fraction. A

representative selection of all zircon grains (e.g. round, prismatic, small or large) was then extracted by hand-picking under a binocular microscope, mounted as a single-crystal layer in epoxy disks and polished to obtain a regular smooth surface. Each sample was photographed and imaged on a scanning electron microscope (SEM) for analysis of morphology and internal structure. The mounts were cleaned with HNO₃ and loaded into a New Wave UP213 Nd:YAG laser ($\lambda = 213\text{nm}$), linked to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICP-MS. Helium was used as the carrier gas and mixed with argon before entering the ICP. The laser was run at a frequency of 60 Hz and 70% of energy with the spot size of 30 μm .

The standard analysed was the international zircon GJ-1 (Jackson et al. 2004), used in a standard-sample bracketing method, accounting for mass bias and drift correction. The resulting correction factor for each sample analysis considers the relative position of each analysis within the sequence of four samples bracketed by one standard and one blank analysis each.

The masses ^{204}Pb , ^{206}Pb and ^{207}Pb were measured with ion counters, while ^{238}U was analysed on a faraday cup. The signal of ^{202}Hg was monitored on an ion counter for the correction of the isobaric interference between ^{204}Hg and ^{204}Pb . The signals during ablation were taken in 40 cycles of 1 s each. The ^{204}Pb signal intensity was calculated and corrected using a natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ ratio of 4.346. Common Pb correction was applied for zircon with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ lower than 3000, assuming a typical terrestrial common Pb composition for the indicated age (Stacey and Kramers 1975); grains with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ lower than 1000 were discarded. U-Pb data were plotted on ISOPLOT v.3 (Ludwig 2003) and the errors for isotopic ratio are presented at the 1σ level.

RESULTS

Sm-Nd isotope data

The rationale of the Sm-Nd isotopes for provenance studies of fine-grained sedimentary rocks is that post-deposition processes do not significantly affect the whole-rock chemistry of sediments (e.g. Goldstein and Jacobsen 1988, Nelson and DePaolo 1988, Dickin 2005). As such, their composition reflects the homogenized average of the source areas from which they derived. In practice, the depleted-mantle Sm-Nd model age (T_{DM}) is theoretically the maximum age for deposition of a particular sedimentary layer.

Sm-Nd isotope data are presented in Table 2 and the Sm-Nd model ages of the metasedimentary rocks are shown in Figure 9 along with model ages for the potential source rocks in the basement and in the greenstone belt. From the latter only the rocks with crystallization ages older than 2,109 Ma were considered because the metasedimentary rocks were intruded by granites of this age. As shown in Figure 9 and Table 2 the T_{DM} ages of the sedimentary rocks fall in the age interval 2.07-2.63 Ga. Three samples have T_{DM} ages younger than 2.10 Ga and were rejected. The remaining ages vary from 2.26 Ga to 2.63 Ga with a significant population in the 2.3-2.4 Ga range. When compared with data for rocks of the basement and the Rio Itapicuru greenstone belt the possible contribution from the basement is meagre and apparently the sedimentary rocks were mostly derived from erosion of rocks from the greenstone belt or from sources elsewhere with similar model ages.

Table 2: Whole-rock Sm-Nd isotope data for metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt.

Sample	Map number	Rock Type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$	$\pm$	2σ	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
CG 26	2	paragneiss	6.249	33.173	0.1139	0.511537	$\pm$	15	2.29	-21.48
CG-99	3	micaschist	6.248	30.072	0.1256	0.511686	$\pm$	12	2.34	-18.56
CG-184	4	paragneiss	10.324	64.289	0.0971	0.511197	$\pm$	17	2.40	-28.10
CG-186	5	paragneiss	9.143	55.414	0.0997	0.511322	$\pm$	16	2.29	-25.68
CG 189 A	6	paragneiss	5.183	22.335	0.1403	0.511928	$\pm$	14	2.31	-13.86
CG-197	7	micaschist	3.535	12.546	0.1703	0.512288	$\pm$	11	2.67	-6.83
CG-203	8	mica schist	9.964	53.927	0.1117	0.511442	$\pm$	6	2.38	-23.32
CG-204	9	quartzite	2.347	7.131	0.1990	0.512760	$\pm$	7		2.38
CG-207-1	10	phyllite	3.923	19.943	0.1189	0.511594	$\pm$	12	2.32	-20.36
CG-207-3	11	phyllite	5.869	30.400	0.1167	0.511376	$\pm$	12	2.61	-24.61
CG-208	12	phyllite	4.173	20.557	0.1227	0.511795	$\pm$	12	2.08	-16.45
CGC-66D	15	quartzite	3.104	18.500	0.1014	0.511253	$\pm$	10	2.42	-27.01
CGC-222B	16	micaschist	3.739	35.323	0.0640	0.511478	$\pm$	18	1.58	-22.63
CGF-21	17	micaschist	20.374	99.046	0.1243	0.511499	$\pm$	13	2.63	-22.22
CGF-48	19	quartzite	6.186	29.761	0.1257	0.511572	$\pm$	11	2.54	-20.79
GBRI-2B	21	phyllite	5.666	23.389	0.1464	0.512016	$\pm$	15	2.32	-12.13
GBRI-15	22	phyllite	4.255	21.678	0.1187	0.511591	$\pm$	15	2.32	-20.42
JCI 150B	23	paragneiss	4.169	19.639	0.1283	0.511764	$\pm$	21	2.27	-17.05
JPMS-36A	24	phyllite	4.531	23.810	0.1150	0.511443	$\pm$	12	2.46	-23.30
MGM-01B	25	paragneiss	5.287	26.403	0.1211	0.511545	$\pm$	19	2.46	-21.33
MGM-03A	27	paragneiss	6.295	32.321	0.1177	0.511612	$\pm$	19	2.26	-20.01
MGM-03C	28	paragneiss	6.032	31.355	0.1163	0.511510	$\pm$	13	2.39	-22.00
MGM-70	29	micaschist	6.961	35.163	0.1197	0.511581	$\pm$	10	2.36	-20.61
MGM-71C	31	micaschist	7.579	44.376	0.1032	0.511535	$\pm$	13	2.07	-21.53
MGM-98	33	paragneiss	7.333	39.761	0.1115	0.511388	$\pm$	13	2.46	-24.39
PO-58A	49	paragneiss	15.176	103.050	0.0890	0.510880	$\pm$	19	2.63	-34.29
PO-70	50	phyllite	4.520	24.650	0.1109	0.511454	$\pm$	14	2.35	-23.10

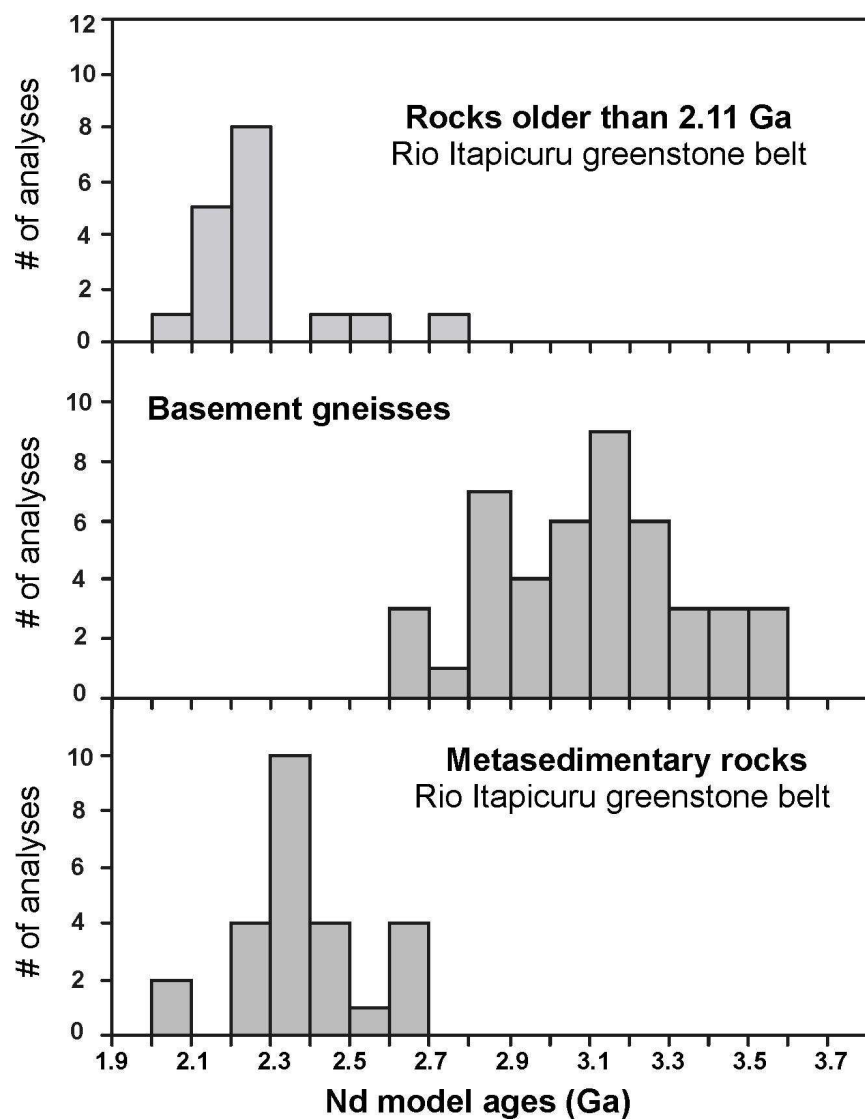


Figure 9: Distribution frequency of Nd model ages for clastic metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt and potential source rocks in the basement and in the greenstone belt. Data source for the basement and igneous rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt after Oliveira et al. (2004, 2010a).

Zircon U-Pb Geochronology

The U-Pb isotope data for less than 10% discordant analyses of the 4 samples are presented in Tables 3 to 6. All analysed grains in each sample were plotted on the concordia diagram but only the grains with <10% discordance were considered in the distribution frequency diagrams shown in Figures 10 to 13. All data set is available upon request.

Sample MGM-75B: This Monteiro Sequence biotite gneiss contains detrital zircon grains mostly in the age range 2.16-2.24 Ga with a few grains older or younger (Fig. 10). The majority of grains form age populations at 2,164 Ma, 2,175 Ma, 2,184 Ma, and 2,213 Ma. The youngest concordant grain is 2,107 Ma old, and the two other younger grains have ages of ca. 2,111 Ma; the former age is uncertain as the maximum deposition age of the sediment protolith because the gneiss is crosscut by the $2,109 \pm 5$ Ma-old Itareru tonalite. Within age uncertainties, neither the two 2,111 Ma zircon grains can be assigned as the minimum deposition age of the sediment; and for this reason we suggest that the grains older than 2.13 Ga (Fig. 10) are more reliable for maximum age estimates. The oldest grains are 2,271 and 2,292 Ma old, and no Archaean grain was found.

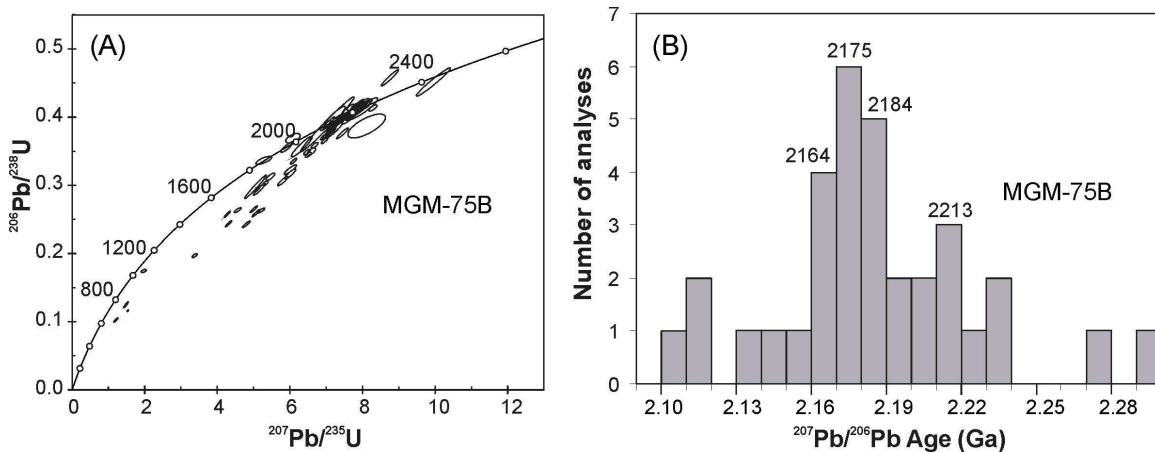


Figure 10: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of biotite gneiss MGM-75B. A) Concordia diagram with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.

Table 3: LA-ICP-MS U-Pb data for sample MGM-75B. N-core analysis; B-rim analysis.

Zircon spot	Isotope ratios								Age							
	Th/	206Pb/	207Pb/	1 σ	206Pb/	1 σ	207Pb/	1 σ	Rho	Conc.	207Pb/	1 σ	206Pb/	1 σ	207Pb/	1 σ
	U	204Pb	206Pb		238U		235U				%	206Pb		238U		235U
7C_N	0.21	97624.64	0.13511	0.6	0.35871	1.0	6.68237	1.1	0.8	91.3	2165.4	9.7	1976.1	16.2	2070.3	9.7
7D	0.23	25666.01	0.13566	1.2	0.40163	1.4	7.51253	1.8	0.8	100.2	2172.6	21.4	2176.5	25.2	2174.5	16.4
7F	0.20	27259.56	0.13502	0.9	0.39025	2.0	7.26534	2.2	0.9	98.1	2164.3	16.0	2124.0	36.7	2144.6	19.7
7G	0.17	41769.42	0.14074	0.7	0.41686	1.1	8.08923	1.3	0.8	100.4	2236.3	12.3	2246.2	20.9	2241.0	11.8
7L	1.18	13391.16	0.13650	0.8	0.40665	2.4	7.65335	2.6	0.9	100.7	2183.3	14.2	2199.6	45.4	2191.1	22.9
7M	0.20	16345.50	0.13892	1.0	0.39597	1.2	7.58470	1.6	0.9	97.1	2213.8	17.2	2150.4	22.4	2183.1	14.1
7N_N	0.20	7273.14	0.13413	2.5	0.38970	1.7	7.20717	1.8	0.9	98.5	2152.8	42.9	2121.4	30.7	2137.4	16.1
7N_B	0.19	6528.41	0.13676	0.5	0.37940	1.1	7.15403	1.2	0.9	94.8	2186.5	8.8	2073.5	20.0	2130.8	11.0
7P	0.19	206222.6	0.13099	0.5	0.39167	1.8	7.07374	1.8	0.9	100.9	2111.2	9.5	2130.6	32.0	2120.7	16.3
7Q_B	0.19	206839.9	0.13074	0.5	0.39082	0.9	7.04496	1.0	0.8	100.9	2107.9	8.5	2126.6	15.9	2117.1	8.9
7R_N	0.20	47882.46	0.13609	0.4	0.40547	1.0	7.60855	1.1	0.9	100.7	2178.1	7.8	2194.2	18.0	2185.9	9.5
7S	0.23	30527.72	0.14362	0.5	0.37623	1.7	7.45019	1.8	0.9	90.6	2271.3	9.3	2058.7	30.1	2167.0	15.9
8A	0.15	103948.7	0.13611	0.7	0.41571	0.9	7.80124	1.2	0.7	102.9	2178.2	11.3	2241.0	17.9	2208.3	10.3
8F_B	0.08	1361.03	0.13083	1.4	0.39823	3.6	7.18363	3.9	0.9	102.5	2109.2	24.8	2160.9	66.5	2134.5	34.2
8H	0.15	23137.06	0.13575	0.6	0.37909	1.0	7.09577	1.2	0.8	95.3	2173.7	11.1	2072.0	17.3	2123.5	10.4
8L	0.25	41542.99	0.13910	0.7	0.41186	2.4	7.89921	2.5	1.0	100.3	2216.0	11.9	2223.4	45.0	2219.6	22.2
8Q	0.32	1853.91	0.13848	1.4	0.41119	3.2	7.85084	3.5	0.9	100.5	2208.2	24.9	2220.4	59.5	2214.1	31.0
8R	0.19	3992.01	0.13652	0.8	0.41796	1.5	7.86766	1.7	0.9	103.1	2183.6	13.8	2251.2	29.2	2216.0	15.5
8S	0.19	5610.41	0.13509	2.1	0.39244	1.4	7.30953	1.5	0.9	98.6	2165.1	35.6	2134.1	25.5	2150.0	13.5
8T	0.20	50901.51	0.14541	0.6	0.41335	0.9	8.28742	1.1	0.8	97.3	2292.7	11.1	2230.2	16.9	2262.9	10.0
9A	0.19	25228.01	0.13335	1.5	0.39516	2.1	7.26571	2.6	0.9	100.2	2142.6	26.0	2146.7	38.1	2144.6	22.7
9D	0.22	7363.07	0.13878	0.6	0.45754	2.1	8.75486	2.2	1.0	109.8	2212.0	9.9	2428.7	43.1	2312.8	20.0
9E	0.13	9193.26	0.13096	12.0	0.38961	8.4	7.03500	8.6	1.0	100.5	2110.8	197.0	2121.0	150.8	2115.9	73.4
9F	0.23	86974.71	0.13718	1.8	0.40714	2.3	7.70102	2.9	0.9	100.5	2191.9	30.4	2201.8	43.7	2196.7	26.1
9G	0.15	47092.05	0.13678	0.7	0.40439	1.2	7.62636	1.4	0.8	100.1	2186.8	12.0	2189.2	22.4	2188.0	12.4
9P_N	0.35	23434.18	0.13852	0.5	0.41179	1.5	7.86473	1.6	0.9	100.6	2208.8	9.5	2223.1	27.8	2215.6	14.1
9R	0.33	2137838	0.13626	0.7	0.37377	1.2	7.02214	1.4	0.9	93.9	2180.2	11.8	2047.1	20.9	2114.2	12.1
9S_N	0.17	4025.42	0.13565	1.4	0.37094	0.9	6.93801	1.1	0.8	93.6	2172.4	24.5	2033.8	16.1	2103.5	9.5
10A-N	0.24	89486.77	0.13469	0.6	0.39801	1.3	7.39155	1.4	0.9	100.0	2160.0	11.1	2159.9	23.5	2159.9	12.7
10D	0.22	10878.77	0.13977	1.7	0.41258	2.8	7.95119	3.3	0.9	100.1	2224.4	29.4	2226.7	53.2	2225.5	29.4
10E	0.26	124395.6	0.13564	0.5	0.38236	0.6	7.15070	0.8	0.5	96.1	2172.2	8.7	2087.3	10.3	2130.4	6.8
10G	0.17	29612.57	0.13741	1.0	0.38062	2.5	7.21103	2.6	0.9	94.7	2194.8	17.0	2079.2	43.5	2137.9	23.3
10L	0.20	36317.75	0.13802	0.5	0.36537	1.0	6.95308	1.1	0.9	91.1	2202.5	8.0	2007.6	16.9	2105.5	9.6

Sample CG-186: This schistose biotite gneiss lies stratigraphically below a biotite gneiss similar to sample MGM-75B above. Most detrital zircon grains in this sample fall in the age interval 2.15-2.24 Ga with no grain between 2.16-2.17 Ga; the main grain populations have mean ages of 2,185 Ma, 2,205 Ma and 2,214 Ma (Fig. 11). The two youngest grains are 2,112 Ma and 2,128 Ma old, whereas the oldest ones are 2,405 Ma and 2,721 Ma old. When compared with sample MGM-75 B above, in general the schistose gneiss contains a greater number of grains older than the main zircon populations of sample MGM-75B (i.e. 2,176 Ma and 2,184 Ma), suggesting that older source rocks were more readily available for erosion and transport at the timing of deposition. Indeed, the presence of the two oldest grains above, one late Archaean and another

early Palaeoproterozoic in age, strengthen this assumption. Interestingly, the lack of zircons with ages between 2.16-2.17 Ga in this sample but not in the stratigraphically atop sample MGM-75B may indicate that uplift of the source rocks of this age span might have taken place only late in the evolution of the sedimentary basin when the protolith of MGM-75B biotite gneiss was deposited.

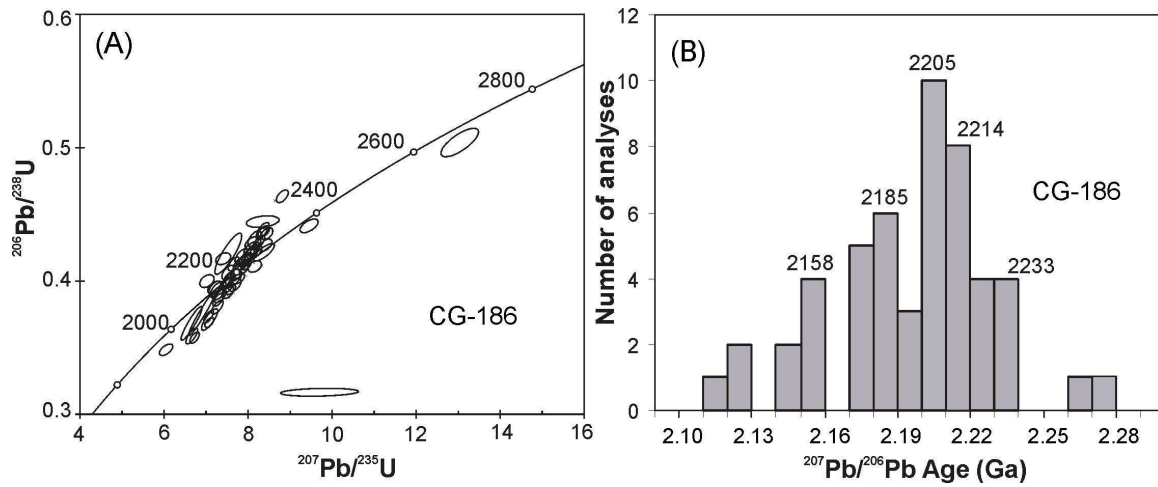


Figure 11: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the schistose biotite gneiss CG-186. A) Concordia diagram with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.

Table 4: LA-ICP-MS U-Pb data for sample CG-186. N-core analysis; B-rim analysis.

Zircon spot	Th/ U	Isotope ratios								Conc. %	Age					
		206Pb/ 204Pb	207Pb/ 206Pb	1 σ	206Pb/ 238U	1 σ	207Pb/ 235U	1 σ	Rho		207Pb/ 206Pb	1 σ	206Pb/ 238U	1 σ	207Pb/ 235U	1 σ
2A_B	0.18	9651	0.13703	1.8	0.38593	1.0	7.29190	1.5	0.63	96.1	2190.1	30.8	2103.9	18.4	2147.8	13.0
2B	0.31	17041	0.13648	1.7	0.35751	1.0	6.72757	1.4	0.62	90.3	2183.0	29.1	1970.3	16.3	2076.2	12.2
2C	0.18	5882	0.13107	4.2	0.36829	2.8	6.65556	3.1	0.92	95.7	2112.3	71.4	2021.3	48.9	2066.7	26.7
2E	0.36	11584	0.13461	2.2	0.35885	1.3	6.66015	1.7	0.75	91.6	2158.9	37.5	1976.7	22.9	2067.4	15.0
2G	0.31	11773	0.13326	5.3	0.37597	3.7	6.90807	3.8	0.97	96.1	2141.4	90.2	2057.4	64.9	2099.7	33.4
2I	0.22	11790	0.13716	1.7	0.37317	1.0	7.05710	1.3	0.72	93.3	2191.6	29.2	2044.3	18.0	2118.7	11.9
5A	0.21	52337	0.13915	1.5	0.36884	0.8	7.07649	1.2	0.58	91.3	2216.6	25.1	2023.9	13.9	2121.1	10.8
5B	0.25	34399	0.13681	1.8	0.40268	1.1	7.59572	1.4	0.73	99.7	2187.1	30.2	2181.4	19.7	2184.4	12.4
5D	0.35	14124	0.13858	1.9	0.38033	1.1	7.26685	1.6	0.68	94.0	2209.5	32.8	2077.8	19.8	2144.7	13.8
5E	0.20	11467	0.13352	2.2	0.39384	1.2	7.25063	1.8	0.75	99.8	2144.8	37.9	2140.6	22.0	2142.8	16.2
5F	0.18	10158	0.13232	1.2	0.39491	1.1	7.20487	1.6	0.60	100.8	2129.0	20.5	2145.6	19.2	2137.1	14.0
5G	0.29	13792	0.13634	1.8	0.39797	1.0	7.48122	1.5	0.61	99.0	2181.2	31.0	2159.7	18.3	2170.7	13.3
5H	0.41	3692	0.13849	2.9	0.37111	1.8	7.08618	2.2	0.80	92.1	2208.4	48.9	2034.6	31.3	2122.3	19.7
5J	0.23	9858	0.13548	2.1	0.39121	1.1	7.30757	1.8	0.57	98.1	2170.1	36.1	2128.4	20.0	2149.7	15.8
5K	0.19	28730	0.13603	1.1	0.40177	1.1	7.53544	1.5	0.68	100.0	2177.2	18.4	2177.2	20.3	2177.2	13.6
5L	0.31	16960	0.13792	1.0	0.39471	0.7	7.50575	1.2	0.51	97.4	2201.2	16.4	2144.6	13.3	2173.7	10.7
5M	0.25	17266	0.13903	1.2	0.42320	0.8	8.11272	1.5	0.56	102.7	2215.2	21.1	2275.0	15.0	2243.7	13.1
5O	0.30	20356	0.13846	1.0	0.43562	0.8	8.31624	1.3	0.57	105.6	2208.0	16.5	2331.0	15.9	2266.1	11.3
6D	0.20	15925	0.13618	3.7	0.44460	0.8	8.34779	3.8	0.30	108.8	2179.1	63.4	2371.2	15.8	2269.5	34.0
7A	0.36	24905	0.13940	1.2	0.40883	0.8	7.85802	1.4	0.46	99.5	2219.8	19.8	2209.6	15.0	2214.9	12.6
7B	0.20	21063	0.13893	1.0	0.43723	0.8	8.37540	1.3	0.50	105.6	2213.9	17.8	2338.2	15.3	2272.5	11.7
7C	0.19	25913	0.13959	0.9	0.42887	1.0	8.25443	1.4	0.68	103.5	2222.1	16.3	2300.6	19.8	2259.3	12.6
7D	0.24	3868	0.15531	1.6	0.44141	0.9	9.45250	1.9	0.58	98.0	2405.3	26.8	2356.9	18.7	2382.9	16.9
7F	0.26	14528	0.13700	1.1	0.41252	1.1	7.79234	1.6	0.62	101.7	2189.6	19.2	2226.4	20.7	2207.3	14.0
7G	0.36	5321	0.13670	1.9	0.38896	1.1	7.33104	1.6	0.58	96.9	2185.8	33.2	2118.0	19.1	2152.6	14.3
7K	0.22	13592	0.13892	1.3	0.40133	1.2	7.68738	1.8	0.75	98.3	2213.8	22.0	2175.2	22.4	2195.1	15.7
7M	0.52	3122	0.12989	1.7	0.42049	3.0	7.53031	3.5	0.86	107.9	2096.4	29.7	2262.7	57.1	2176.6	30.5
7N	0.37	9710	0.14309	1.1	0.42701	0.9	8.42462	1.4	0.50	101.2	2264.9	19.0	2292.2	16.6	2277.8	12.7
7O	0.19	21839	0.13581	1.1	0.41859	1.1	7.83810	1.6	0.64	103.7	2174.4	19.2	2254.1	20.9	2212.6	14.0
9A	0.31	8914	0.18766	3.3	0.50391	1.7	13.0385	2.8	0.75	96.7	2721.8	53.2	2630.6	37.3	2682.4	26.1
9B_N	0.22	23261	0.13914	1.1	0.39172	1.0	7.51476	1.5	0.46	96.1	2216.5	19.4	2130.8	18.2	2174.7	13.4
9C	0.31	22537	0.14033	1.2	0.39728	1.0	7.68718	1.6	0.51	96.6	2231.3	20.2	2156.5	18.7	2195.1	13.9
9D	0.28	36295	0.13812	1.0	0.40448	0.9	7.70321	1.3	0.48	99.4	2203.8	17.4	2189.7	16.2	2197.0	11.9
9E	0.30	21965	0.13953	1.2	0.39371	0.8	7.57422	1.4	0.46	96.3	2221.4	19.9	2140.0	14.6	2181.8	12.6
9I	0.18	13258	0.13456	1.0	0.41281	1.0	7.65875	1.4	0.64	103.2	2158.3	17.5	2227.8	19.2	2191.8	12.8
9J_N	0.28	27148	0.12892	1.8	0.41672	0.9	7.40736	2.0	0.36	107.8	2083.3	30.6	2245.6	16.5	2161.9	17.4
10A	0.19	67797	0.13809	1.0	0.41612	0.9	7.92271	1.4	0.53	101.8	2203.3	18.1	2242.9	16.2	2222.3	12.1
10B	0.24	26642	0.13817	1.5	0.42435	1.0	8.08420	1.8	0.56	103.4	2204.4	26.1	2280.2	18.7	2240.5	16.1
10C	0.24	1461	0.12728	2.2	0.39997	1.0	7.01941	2.0	0.39	105.2	2060.8	38.4	2168.9	18.2	2113.9	17.4
10D	0.28	113360	0.13799	1.9	0.41304	1.0	7.85870	1.6	0.58	101.2	2202.2	32.3	2228.8	19.7	2215.0	14.0
10E	0.34	33552	0.13813	1.7	0.41605	0.9	7.92413	1.4	0.51	101.8	2204.0	29.2	2242.5	17.2	2222.4	12.8
10H	0.18	237070	0.13982	1.0	0.41231	0.8	7.94882	1.3	0.42	100.0	2225.0	17.4	2225.5	14.3	2225.2	11.4
10I	0.31	16097	0.14058	1.1	0.42253	0.9	8.18968	1.4	0.48	101.7	2234.3	19.2	2271.9	16.7	2252.2	12.8
10J	0.38	66681	0.14066	1.1	0.43561	0.8	8.44813	1.3	0.44	104.3	2235.3	18.2	2330.9	16.3	2280.4	12.2
10J_N	0.35	32719	0.14398	1.4	0.41091	0.9	8.15756	1.6	0.38	97.5	2275.7	23.8	2219.1	16.0	2248.6	14.6
10L	0.19	11881	0.13935	1.2	0.42058	1.1	8.08089	1.6	0.62	102.0	2219.1	20.6	2263.1	21.6	2240.1	14.8
11A	0.18	28205	0.13945	1.2	0.40968	0.9	7.87692	1.5	0.47	99.7	2220.4	20.1	2213.5	16.3	2217.0	13.0
11B	0.24	56061	0.14026	1.2	0.40193	0.8	7.77297	1.5	0.48	97.6	2230.4	21.3	2177.9	15.1	2205.1	13.3
11C	0.26	26744	0.13825	1.0	0.43820	1.1	8.35295	1.4	0.67	106.2	2205.4	16.9	2342.6	20.8	2270.1	13.0
11D	0.42	13324	0.13461	1.4	0.40639	1.1	7.54243	1.8	0.54	101.8	2158.9	24.8	2198.4	20.7	2178.0	16.1
11F	0.34	35408	0.13862	1.0	0.41854	1.0	7.99947	1.5	0.61	102.0	2210.0	18.1	2253.8	19.7	2231.0	13.2
11G	0.28	21059	0.13882	1.4	0.41944	1.1	8.02793	1.8	0.61	102.1	2212.5	24.3	2257.9	21.0	2234.2	16.1
11H	0.21	11984	0.13686	1.1	0.43186	1.1	8.14930	1.6	0.64	105.8	2187.8	18.9	2314.1	21.5	2247.7	14.0
11I	0.32	45738	0.13618	1.1	0.40052	0.9	7.52028	1.4	0.54	99.6	2179.2	18.3	2171.4	16.7	2175.4	12.4
11J	0.25	5496	0.13743	1.6	0.42843	0.9	8.11795	1.9	0.40	104.7	2195.0	27.8	2298.6	17.8	2244.2	16.7
12A	0.20	28947	0.13837	1.3	0.41617	1.0	7.94008	1.7	0.61	101.6	2206.9	22.8	2243.1	19.4	2224.2	15.0

Sample AM-01: This sample and the next (CG-197) were collected on outcrops far from the two previous samples of the Monteiro Sequence and as such they cannot be readily correlated with the relative stratigraphic positions of the latter samples. Metasandstone AM-01 contains zircon grains mostly in the interval 2.13-2.20 Ga (Fig. 12), with one main population at 2,156 Ma and two lesser at 2,146 Ma and 2,194 Ma. The youngest grains have ages of 2,080 Ma, 2,097 Ma, 2,114 Ma, 2,123 Ma, 2,134 Ma and 2,139 Ma. The first grain cannot be used as maximum age estimate of sediment deposition because the whole sediment sequence along the Rio Itapicuru river has been uplifted by the $2,080 \pm 2$ Ma-old Ambrósio dome, and thus the 2,080 Ma-old grain might be originally older and subsequently has undergone Pb loss. The remaining grains above may be taken as the maximum age of sediment deposition. The two oldest grains in this metasandstone are 2,423 Ma and 2,376 Ma old, and at least the former grain has an age similar to grains in the two samples of the Monteiro Sequence described above.

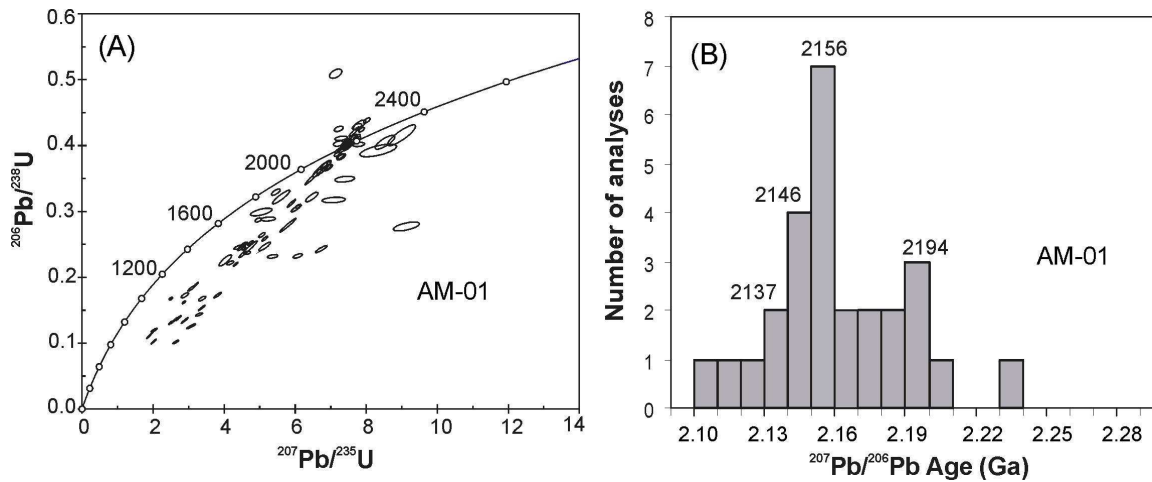


Figure 12: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the metasandstone AM-01. A) Concordia diagrama with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.

Table 5: LA-ICP-MS U-Pb data for sample AM-01.

Zircon spot	Th/ U	Isotope ratios								Rho	Conc. %	Age					
		206Pb/ 204Pb	207Pb/ 206Pb	1 σ	206Pb/ 238U	1 σ	207Pb/ 235U	1 σ	207Pb/ 206Pb			1 σ	206Pb/ 238U	1 σ	207Pb/ 235U	1 σ	
Z3	0.002	58663	0.13458	0.5	0.42396	0.7	7.86676	0.8	0.70	105.6	2158.5	8.7	2278.4	12.6	2215.9	7.4	
Z4	0.002	70614	0.13379	0.7	0.40349	0.6	7.44289	0.9	0.62	101.7	2148.3	11.8	2185.1	10.6	2166.1	7.9	
Z7	0.001	73332	0.13271	0.6	0.43814	0.7	8.01734	1.0	0.65	109.8	2134.2	10.9	2342.3	14.1	2233.0	8.6	
Z9	0.004	40056	0.13830	0.8	0.38267	1.0	7.29735	1.3	0.71	94.7	2206.1	14.7	2088.8	18.1	2148.5	11.8	
Z10	0.001	30386	0.15698	1.8	0.41556	3.1	8.99459	3.6	0.86	92.4	2423.4	30.1	2240.3	58.5	2337.5	32.2	
Z13	0.001	8563	0.15270	3.4	0.40501	2.1	8.52754	2.7	0.79	92.2	2376.4	57.1	2192.1	39.4	2288.9	24.0	
Z14	0.001	41081	0.13125	1.3	0.43175	1.3	7.81306	1.8	0.70	109.4	2114.7	21.8	2313.6	25.9	2209.7	16.3	
Z15	0.002	23912	0.13442	1.0	0.37042	1.1	6.86531	1.5	0.72	94.2	2156.5	16.6	2031.4	19.0	2094.2	12.8	
Z16	0.001	62190	0.13332	0.7	0.39299	1.0	7.22411	1.2	0.87	99.7	2142.2	12.5	2136.7	17.6	2139.5	10.7	
Z17	0.001	90058	0.13194	0.5	0.42099	1.4	7.65868	1.5	0.94	106.6	2124.0	8.4	2265.0	26.9	2191.8	13.3	
Z18	0.002	22386	0.13490	1.8	0.36173	1.0	6.72809	1.5	0.68	92.0	2162.7	31.1	1990.4	17.9	2076.3	12.8	
Z19	0.003	1382	0.13514	0.5	0.39276	0.8	7.31849	0.9	0.81	98.6	2165.8	8.1	2135.6	14.5	2151.1	8.2	
Z20	0.001	50517	0.13315	1.0	0.40516	1.2	7.43850	1.6	0.86	102.5	2140.0	17.3	2192.8	22.3	2165.6	13.9	
Z21	0.003	50927	0.13399	0.7	0.39798	0.9	7.35260	1.1	0.71	100.4	2150.9	11.6	2159.7	15.7	2155.2	9.6	
Z22	0.002	42202	0.13424	4.2	0.36477	2.8	6.75158	3.2	0.90	93.1	2154.2	72.3	2004.7	48.8	2079.4	27.5	
Z24	0.002	62427	0.13387	0.8	0.35359	3.1	6.52678	3.2	0.98	90.8	2149.4	13.3	1951.7	51.6	2049.5	27.5	
Z25	0.002	61625	0.13724	0.8	0.36647	1.1	6.93465	1.3	0.74	91.8	2192.7	13.6	2012.8	18.2	2103.1	11.6	
Z26	0.002	45729	0.13746	0.7	0.38333	0.9	7.26542	1.1	0.71	95.3	2195.5	11.4	2091.8	16.0	2144.6	9.9	
Z28	0.004	45674	0.13548	0.9	0.40045	1.1	7.48024	1.4	0.79	100.0	2170.2	15.1	2171.1	20.2	2170.6	12.5	
Z29	0.003	38776	0.12995	1.4	0.40295	0.8	7.21996	1.6	0.39	104.1	2097.3	24.1	2182.6	15.2	2139.0	14.3	
Z30	0.003	52453	0.13593	0.5	0.41304	0.8	7.74106	1.0	0.80	102.4	2175.9	8.2	2228.8	15.5	2201.4	8.5	
Z31	0.001	53086	0.13452	0.6	0.41269	0.8	7.65417	1.0	0.77	103.2	2157.8	10.1	2227.2	15.9	2191.2	9.2	
Z42	0.003	49391	0.13408	0.5	0.40648	2.2	7.51455	2.2	0.97	102.2	2152.1	9.5	2198.8	40.5	2174.7	19.9	
Z46	0.001	50517	0.13088	1.1	0.42881	0.9	7.73848	1.4	0.55	109.0	2109.9	19.0	2300.4	17.2	2201.1	12.6	
Z52	0.006	32200	0.13345	0.9	0.36995	0.9	6.80719	1.3	0.75	94.6	2143.9	15.6	2029.2	15.4	2086.7	11.1	
Z54	0.003	35892	0.13643	0.8	0.36645	1.2	6.89304	1.4	0.78	92.2	2182.3	14.6	2012.7	20.1	2097.8	12.7	
Z55	0.004	33357	0.13462	0.6	0.38680	0.7	7.17958	0.9	0.68	97.6	2159.1	9.7	2108.0	12.7	2134.0	8.0	
Z60	0.002	45198	0.14071	1.6	0.40159	0.7	7.79125	1.7	0.31	97.3	2236.0	27.1	2176.3	12.0	2207.2	15.3	
Z70	0.002	52218	0.13514	0.6	0.40127	0.8	7.47677	1.0	0.79	100.4	2165.8	9.6	2174.9	15.4	2170.2	8.9	
Z71	0.002	57958	0.13722	0.6	0.40946	0.8	7.74677	1.0	0.71	100.9	2192.4	11.2	2212.4	14.6	2202.0	9.1	
Z72	0.003	61504	0.13642	0.8	0.39730	1.0	7.47285	1.3	0.84	98.8	2182.2	13.3	2156.6	18.4	2169.7	11.3	
Z84	0.001	52345	0.12868	1.9	0.41102	0.7	7.29239	2.0	0.40	106.7	2080.0	33.0	2219.57	12.3	2147.9	17.7	

Sample CG-197: This micaschist is the only sample with detrital zircon ages dominantly derived from much younger sources. The zircon ages fall mostly in the time interval 2.12-2.17 Ga, with age clusters at 2,126 Ma, 2,144 Ma, 2,154 Ma and 2,168 Ma (Fig. 13). Three younger grains yield a mean age of 2,102 Ma, and no grain older than 2,232 Ma was found. Because this micaschist was intruded by granite sheets that may be coeval with the $2,059 \pm 8$ Ma-old Araci dome (Rios et al. 2009), the original sedimentary rocks might have been deposited before the time and after the observed 2,102 Ma old zircon grains. If this assumption is correct deposition of a significant amount of clastic sediments in the Rio Itapicuru greenstone belt appears to have taken place mainly after 2,120-2,130 Ma, i.e. the age interval of the youngest detrital zircon grains of all studied samples.

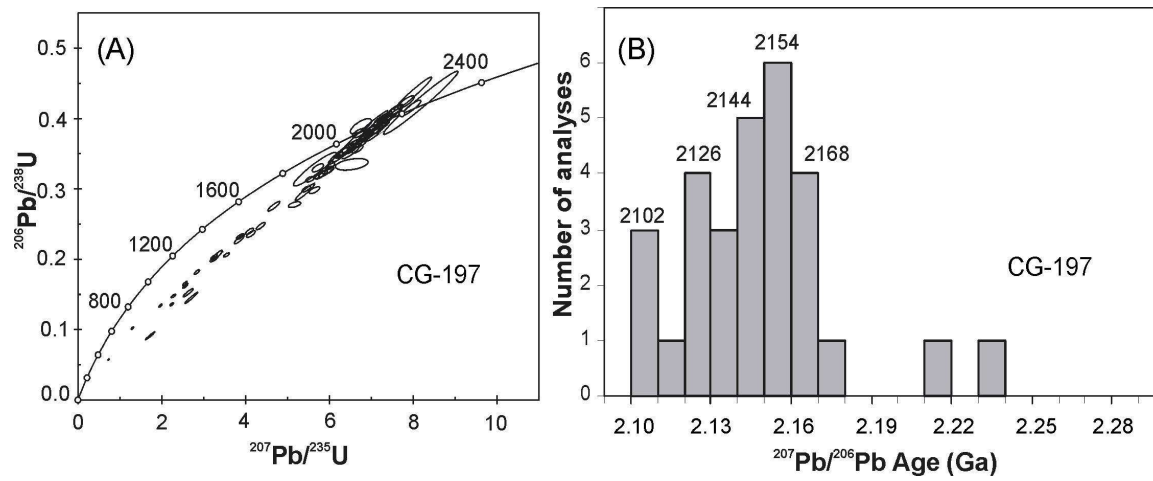


Figure 13: U-Pb LA-ICP-MS results for detrital zircon grains of the micaschist CG-197. A) Concordia diagram with all analysed grains; B) Distribution frequency for less than 10% discordant grains.

Table 6: LA-ICP-MS U-Pb data for sample CG-197. N-core analysis; B-rim analysis

Zircon		Isotope ratios								Age							
spot	Th/ U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	Rho	Conc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	
1A	0.29	11200.52	0.13330	1.0	0.39709	2.8	7.29796	3.0	0.93	100.6	2141.8	18.0	2155.6	51.6	2148.6	26.5	
1B	0.28	204071.76	0.13347	1.1	0.43549	4.4	8.01456	4.6	0.97	108.7	2144.2	18.3	2330.4	86.1	2232.7	40.3	
2B_B	0.04	12769.04	0.12587	2.4	0.32988	1.4	5.72486	1.9	0.66	90.04	2041.0	41.8	1837.8	22.4	1935.1	16.7	
2C	0.24	20463.73	0.13035	9.9	0.37904	6.9	6.81241	7.1	0.98	98.53	2102.7	164	2071.8	121.5	2087.3	60.8	
2E	0.07	20726.38	0.13166	2.4	0.38218	1.6	6.93787	1.9	0.84	98.41	2120.3	42.2	2086.4	28.3	2103.5	16.3	
2F	0.12	45223.52	0.13043	2.4	0.35814	1.6	6.44053	1.9	0.82	93.8	2103.7	41.9	1973.3	26.4	2037.8	16.1	
2G	0.27	12680.70	0.13427	1.1	0.39895	1.8	7.38553	2.1	0.84	100.4	2154.5	19.0	2164.2	32.7	2159.2	18.5	
3A	0.04	53201.33	0.13395	2.3	0.36504	1.4	6.74198	1.8	0.72	93.29	2150.4	40.1	2006.0	24.8	2078.1	16.1	
3C	0.04	20537.95	0.13229	1.0	0.39889	1.7	7.27583	1.9	0.82	101.7	2128.6	17.8	2163.9	30.3	2145.8	17.2	
3D_N	0.04	32386.32	0.13317	2.1	0.37522	1.3	6.88974	1.6	0.75	95.97	2140.2	36.3	2053.9	23.1	2097.3	14.5	
3G	0.53	26901.43	0.13416	7.4	0.39042	5.1	7.22216	5.3	0.98	98.68	2153.1	124	2124.8	92.3	2139.2	46.4	
3H	0.75	14656.42	0.12678	2.0	0.38954	2.3	6.80914	3.0	0.72	103.3	2053.8	35.5	2120.7	40.5	2086.9	26.5	
4B	0.04	30707.45	0.13101	0.8	0.34344	1.2	6.20355	1.5	0.78	90.14	2111.5	14.7	1903.2	19.7	2004.9	12.7	
4C	0.15	1945.77	0.13047	6.3	0.35277	4.1	6.34598	4.8	0.95	92.56	2104.3	107	1947.8	68.4	2024.8	41.5	
4G	0.07	74003.87	0.13385	1.2	0.41081	1.5	7.58177	1.9	0.77	103.2	2149.1	20.7	2218.6	27.7	2182.7	16.9	
4H_B	0.05	41191.69	0.13523	1.0	0.38763	1.8	7.22769	2.1	0.85	97.45	2167.0	17.5	2111.8	32.9	2139.9	18.5	
5B_B	0.05	17205.24	0.13313	1.0	0.37737	1.4	6.92691	1.7	0.79	96.46	2139.7	16.6	2064.0	24.4	2102.1	14.8	
5C	0.06	10678.15	0.13459	1.1	0.41325	1.5	7.66872	1.9	0.76	103.3	2158.7	19.8	2229.8	27.8	2192.9	16.6	
5E	0.03	21043.53	0.13416	1.1	0.40148	1.1	7.42661	1.6	0.69	101.1	2153.2	19.9	2175.8	19.5	2164.2	13.9	
5G	0.06	30989.85	0.13584	2.0	0.35624	1.3	6.67211	1.6	0.77	90.32	2174.8	34.8	1964.3	21.6	2068.9	13.8	
5H	0.06	61551.65	0.13535	1.9	0.38433	1.2	7.17264	1.4	0.78	96.68	2168.6	32.2	2096.5	21.4	2133.1	12.7	
6A_N	0.08	13084.31	0.13232	2.2	0.36024	1.2	6.57243	1.9	0.75	93.16	2129.0	38.5	1983.3	21.0	2055.7	16.3	
6A_B	0.05	24304.82	0.13372	3.9	0.35392	2.6	6.52523	2.9	0.88	90.96	2147.3	65.8	1953.3	43.0	2049.3	25.1	
6C	0.06	57445.75	0.12507	9.5	0.32795	5.9	5.65521	7.4	0.93	90.08	2029.7	159	1828.4	93.9	1924.6	61.9	
6D	0.05	9397.16	0.13022	2.8	0.35120	1.8	6.30562	2.1	0.76	92.36	2100.9	47.6	1940.3	29.6	2019.2	18.3	
6E	0.05	14947.38	0.13282	2.5	0.37042	1.6	6.78354	1.9	0.79	95.12	2135.6	43.1	2031.4	28.4	2083.6	16.6	
7C	0.04	7707.77	0.12810	2.3	0.37912	1.4	6.69629	1.8	0.66	100	2072.1	39.7	2072.2	24.6	2072.1	15.9	
7D_N	0.09	12367.05	0.13303	2.6	0.35760	1.8	6.55890	2.0	0.88	92.17	2138.3	45.4	1970.8	29.8	2053.8	17.2	
7D_B	0.07	9105.84	0.13215	3.7	0.39036	2.5	7.11264	2.8	0.91	99.9	2126.7	64.1	2124.5	45.7	2125.6	24.2	
7F_B	0.07	13910.57	0.14043	12.4	0.42239	8.7	8.17845	8.9	0.98	101.7	2232.5	201	2271.3	164.6	2251.0	77.4	
7G	0.05	73234.05	0.13530	1.0	0.39177	1.0	7.30883	1.4	0.69	98.3	2167.9	17.0	2131.0	18.8	2149.9	12.7	
7H	0.20	57292.84	0.13887	3.2	0.41508	2.2	7.94796	2.4	0.90	101.1	2213.2	54.6	2238.1	40.6	2225.1	21.2	
8C	0.06	16085.77	0.13002	2.3	0.35208	1.5	6.31164	1.8	0.85	92.68	2098.2	40.5	1944.5	25.6	2020.1	15.4	
8D	0.20	20619.07	0.13531	3.0	0.37636	2.0	7.02174	2.3	0.86	94.98	2168.1	52.0	2059.2	34.9	2114.2	20.2	
8H	0.27	138630.75	0.13443	1.1	0.42367	1.7	7.85279	2.0	0.82	105.6	2156.6	19.3	2277.1	32.9	2214.3	18.3	

WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

Representative major and trace element analyses for twenty-six metasedimentary rocks of the Monteiro sequence are shown in Table 7. Only samples of paragneisses, micaschists and phyllites were used in this study.

When interpreting the geochemistry of sedimentary rocks we must consider a variety of sedimentary processes (McLennan et al. 2003). The composition of clastic sediments is controlled by the lithology of their source areas, weathering, transport and sorting, redox environment and diagenesis (Johnsson 1993). Usually, the original mineralogy and composition of a rock is changed during metamorphism by metamorphic mineral reactions. However, if the whole-rock geochemistry is not significantly modified by secondary processes it can be used to represent the provenance and depositional setting of metasedimentary rocks. In general, the alkali and alkaline-earth elements can be strongly fractionated by weathering and diagenesis (e.g. Nesbitt et al. 1980), making them prone to mobility and redistribution, and thus influencing the geochemical composition of the sediment. In studies of sedimentary provenance and depositional setting the immobile trace elements are expected to be more useful than major elements (e.g. Bhatia and Crook 1986, McLennan 1989, McLennan et al. 1990, 1993, 2003, Fralick 2003). Nevertheless, an estimate of the major element mobility must be done before any further attempt at interpretation.

Source-area weathering

Palaeoweathering in the source area is one of the most important processes affecting the major-element composition and mineralogy of sedimentary rocks (Deru et al. 2007). The composition of clastic sediments is strongly influenced by chemical weathering of source rocks (Sawyer 1986, Nesbitt et al. 1996), transport in fluvial systems (Johnsson 1991) and sediment recycling (Nesbitt et al. 1997). The source area undergoes weathering, which modify the geochemical signature. Therefore, the chemical index of alteration ($CIA = 100[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$), where CaO^* represents Ca in silicate-bearing minerals only is potentially useful for revealing the degree of chemical weathering (Nesbitt and Young 1982, 1984, 1989, Fedo et al. 1995). CIA is a quantitative measure of the amount of chemically weathered materials included in a siliciclastic sediment or rock and reflects chemical weathering intensity in source lands. The primary minerals have CIA values about 50 or less, whereas the secondary clay minerals have CIA values about 75 or greater. Basalts and granites not weathered have CIA values respectively between 30-45 and 45-55 (Nesbitt 2003).

The CIA values for the Monteiro sequence micaschists range from 39.01 to 82.19, for the paragneisses from 54.17 to 70.20, and for the phyllites from 55.33 to 70.11. Therefore, most of the studied samples show weathering of the source areas and formation of secondary minerals. Figure 14a shows that most samples lie in a cluster at right angle to the A–K join suggesting that these samples were affected by weathering and to some extent also by K-metasomatism. The intersection with the feldspar line suggests a high plagioclase to alkali-feldspar ratio in the source such as basalt, gabbro or granodiorite. On the other hand, the pattern corresponds well with the presence of illite+muscovite in most of the samples and is typical of non-steady state weathering conditions, where active tectonism permits erosion of all zones within weathering profiles developed on source rocks (e.g. Nesbitt et al. 1997).

Weathering of mafic minerals and of mafic components of rocks is shown in Figure 14b, where FeO represents all Fe ($FeO + Fe_2O_3$). Some common primary and secondary minerals and

average igneous rocks are plotted on the “mafics diagram”. The spread of the samples suggests that weathering is medium to high, and that the samples might have been affected by K-metasomatism. The averages of igneous rocks plotted on Figure 14 indicate source areas of granitic to basaltic parentage for the sedimentary rocks, with the feldspar-rich samples plotting closer to the feldspar composition, and the micaschists closer to muscovite and clay minerals.

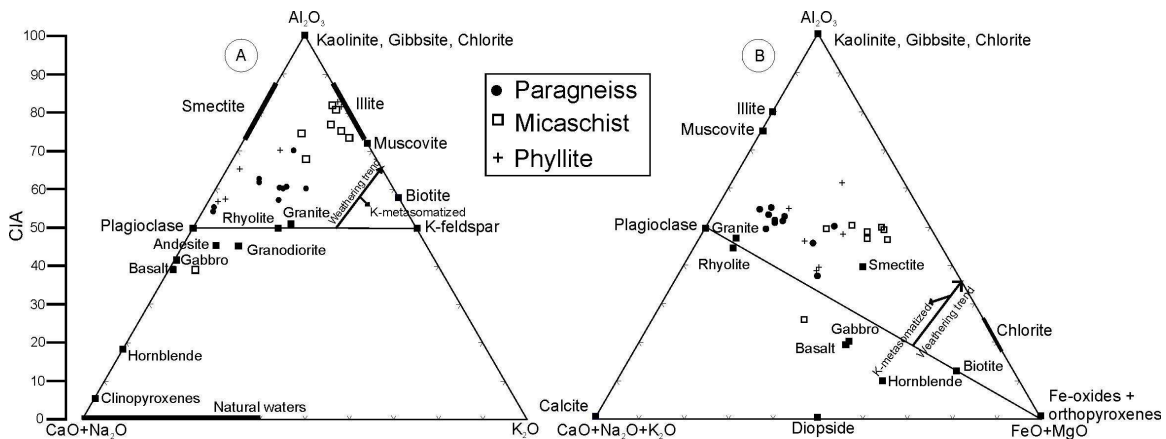


Figure 14: Chemical characteristics of the Monteiro sequence. A) The A-CN-K compositional space (feldspar diagram). The vertical scale to the left of the triangle indicates CIA values and is equal to Al_2O_3 percentage. The line at 50% Al_2O_3 is the feldspar join. B) The composition of some common leucocratic and mafic minerals in the “mafics diagram”. The black squares show the average plutonic and volcanic rock compositions and mineral compositions after Nockolds (1954) and Pettijhon (1975). Modified after Nesbitt (2003).

Major elements

The SiO_2 abundance ranges from 48.03 to 71.28 wt% and Al_2O_3 from 3.91 to 18.5 wt%. Figure 15 shows chemical variations of several oxides and elements. With increasing silica values the Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 and P_2O_5 content decrease, likely indicating an increase in quartz content and a local decrease in chemically unstable detrital grains, and therefore an enhanced mineralogical maturity (Bhatia, 1993). Pelitic rocks contain more micas and clay minerals than psammitic (Meinhold et al. 2007), so the paragneisses (quartz-rich and low Al_2O_3) plot on distinct places on the diagrams.

The ratio Al_2O_3/TiO_2 in sedimentary rocks can be used as a primary indicator of source rock types (Sugitani et al 2006). The ratio Al_2O_3/TiO_2 of igneous rocks is generally > 10 and can be up to > 100 ; in mafic and ultramafic rocks, the ratio tends to be < 20 , though they rarely have ratios > 50 (Byerly 1999). Although the geochemical data for Archaean sandstones are limited, compared with data from shales, most of the data show $Al_2O_3/TiO_2 > 10$, and many ratios between 20 and 50 of the intermediate felsic rocks (Taylor and McLennan 1985, Condie 1993, Naqvi et al. 2002, Ikezaki and Kato 2000, Wronkiewicz and Condie 1989). The Al_2O_3/TiO_2 ratio in the Monteiro sequence ranges from 17.47 to 32.9 in the micaschists, from 15.4 to 53.4 in the paragneisses, and from 20.65 to 33.57 in the phyllites, indicating similar sources of felsic to intermediate composition.

A positive linear correlation between Al_2O_3 and Cr is controlled by the alumina phases (clay minerals for example). The lack of correlation may be indicative of the presence of chromium in minerals such as oxides.

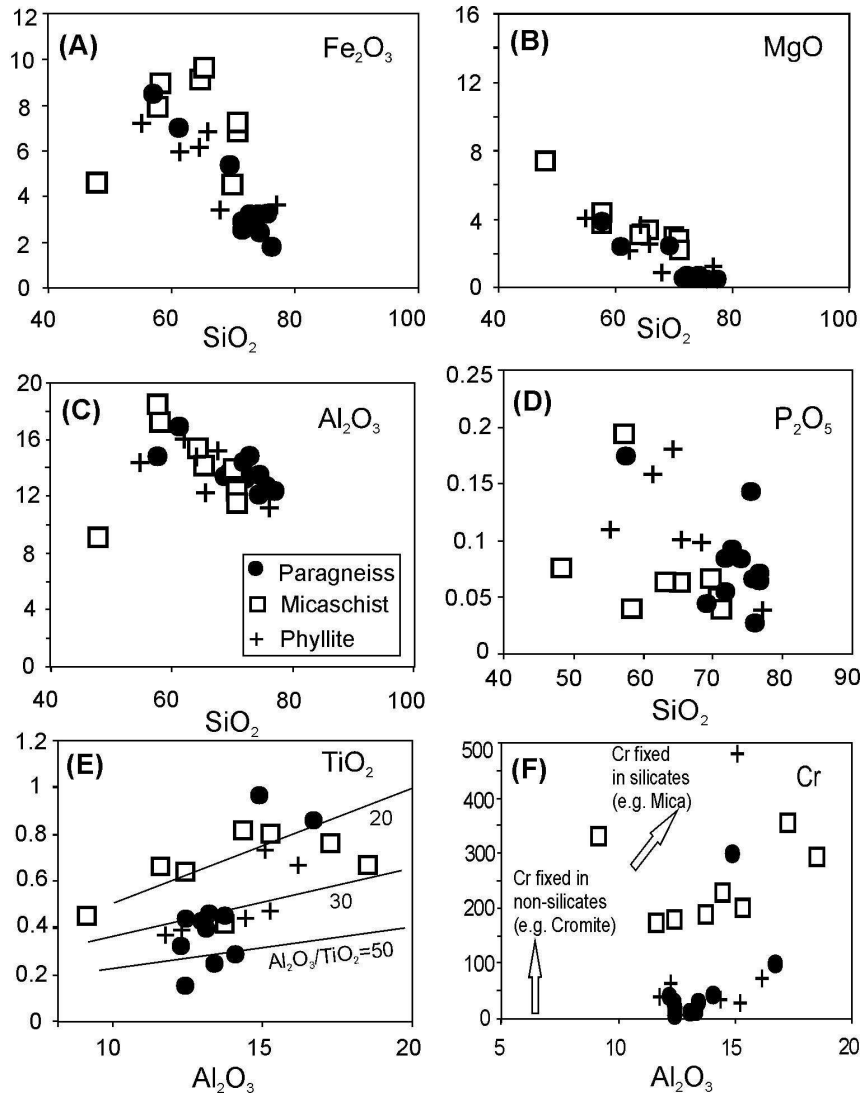


Figure 15: Chemical variations of metasedimentary rocks of the Monteiro sequence. A to D –Negative correlations of SiO_2 vs. major elements; E – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios mainly between 20 and 50 indicating felsic sources; F - Positive correlation of Al_2O_3 vs. Cr suggesting clay contribution to the original sediments.

Provenance

Because many discriminant diagrams for identifying source area lithologies and tectonic settings of sedimentary rocks yield different results for psammitic and pelitic protoliths (as a result of, e.g. sorting effects), a differentiation between psammitic and pelitic sediments was considered to be necessary (Meinhold et al. 2007). Various classification schemes for clastic sediments based on whole-rock chemical data have been established (e.g. Pettijohn et al. 1972, Herron 1988). Figure 16 shows the classification diagram of Herron (1988), which distinguishes between lithologies according to their logarithmic ratios of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$. The $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio distinguishes between quartz-rich (high ratios) and clay-rich (low ratios) sediments. SiO_2 reflects the content of quartz and Al_2O_3 that of clay minerals. With an increasing $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio the grain size also increases, as do the grade of recycling and the maturity of the sediment. The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ratio is used as an indicator of mineralogical stability and distinguishes lithic fragments from feldspar (Herron 1988). Nine samples of the analysed metasediments are classified as unstable immature wackes (i.e. greywackes), seven samples are classified as shales, four as Fe-shales, two as arkose, one as litharenite, another as Fe-sandstone, and one is classified as sublitharenite.

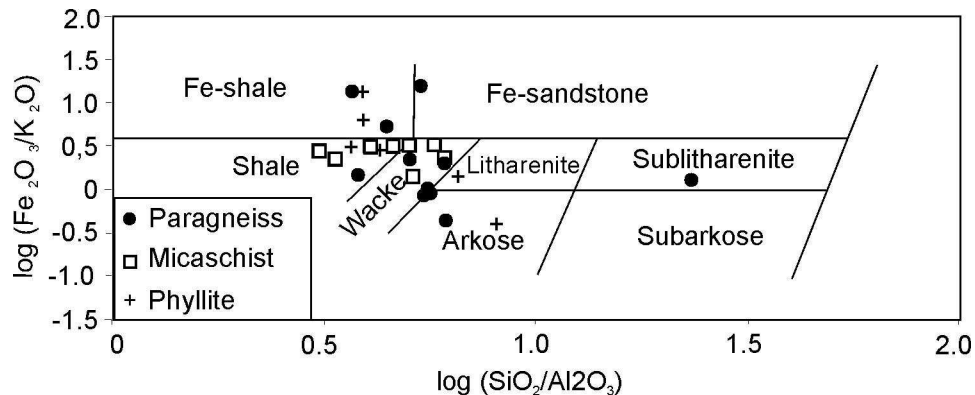


Figure 16: Chemical classification scheme for terrigenous clastic sediments after Herron (1988), showing the metasedimentary rocks of the Monteiro sequence.

In the diagram $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 17a), the majority of samples plot in the fields of Proterozoic and Phanerozoic greywackes and shales (Wronkiewicz and Condie 1987). Elevated values for $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ for some samples suggest silicification and K-metasomatism. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios in the paragneisses are <2 ; elevated $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (>2) most likely reflect secondary addition of potassium (Polat et al. 2001). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios are very different, even in the same lithology samples. But the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios separate them into two different groups. The paragneisses have ratios <2 , and plot in the fields of basaltic rocks, felsic rocks, TTG, wacke and shale. Micaschists and phyllites have ratios >2 , and plot in the fields of felsic rocks, TTG, wacke and shale. The source can also be examined through relationships between the transition metals. The diagram Cr vs. Ni (Figure 17b) shows that the samples overlap the fields of post-Archaean shales and late Archaean shales, basalts and TTG. Some samples do not plot on any field. The micaschists have higher Cr contents than the other samples. This abundance of transition metals (such as the variation of Cr 10-381 ppm) suggests a mixture between ultramafic rocks and highly evolved source materials (Bolhar et al. 2005).

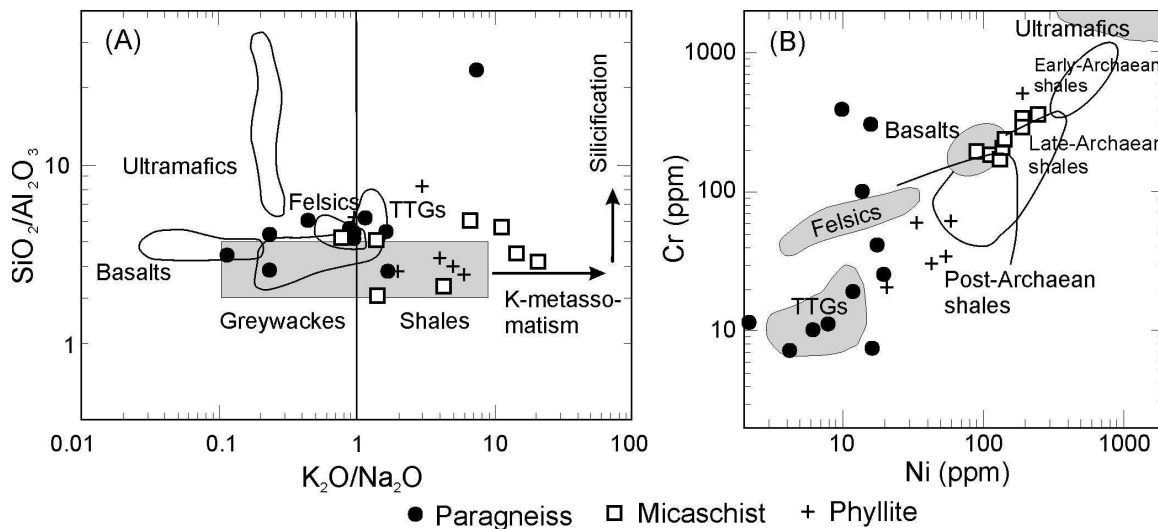


Figure 17: Provenance diagrams for metasedimentary rocks of the Monteiro sequence. A) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram with compositional fields for basalts and ultramafic rocks from Polat et al. (2001) and TTG gneisses from Kamber et al. (2002). Schematic fields for Archaean greywackes and shales are from Wronkiewicz and Condie (1987). Most samples fall in the fields of greywackes and shales with felsic to basaltic provenance. B) Cr vs. Ni diagram after Bolhar et al. (2005) with compositional fields from Taylor and McLennan (1985). The metasediments largely overlap with post-Archaean and Late Archaean shales, and also plot in the basalt and TTG fields. The broad linear array extending towards the origin indicates minimal secondary element mobility or sedimentary sorting and is consistent with physical mixing between felsic and ultramafic/mafic components.

Figure 18 presents two additional diagrams for sediment provenance. Roser and Korsch (1988) suggested four discriminant functions (F1, F2, F3, F4) for sedimentary provenance using major-element ratios. In Figure 18a the percentage of micaschists, phyllites and paragneisses that plot in the four distinct fields of the F1-F2 diagram are: mafic igneous rocks (27%), intermediate rocks (23%), felsic igneous rocks (30%), and quartzose sedimentary provenance (20%). However, several tectonic environments can contain this assemblage of rocks. Figure 18b illustrates the tectonic setting diagram of the F3-F4 functions with most samples of the Monteiro sequence plotting in the field of active continental margin.

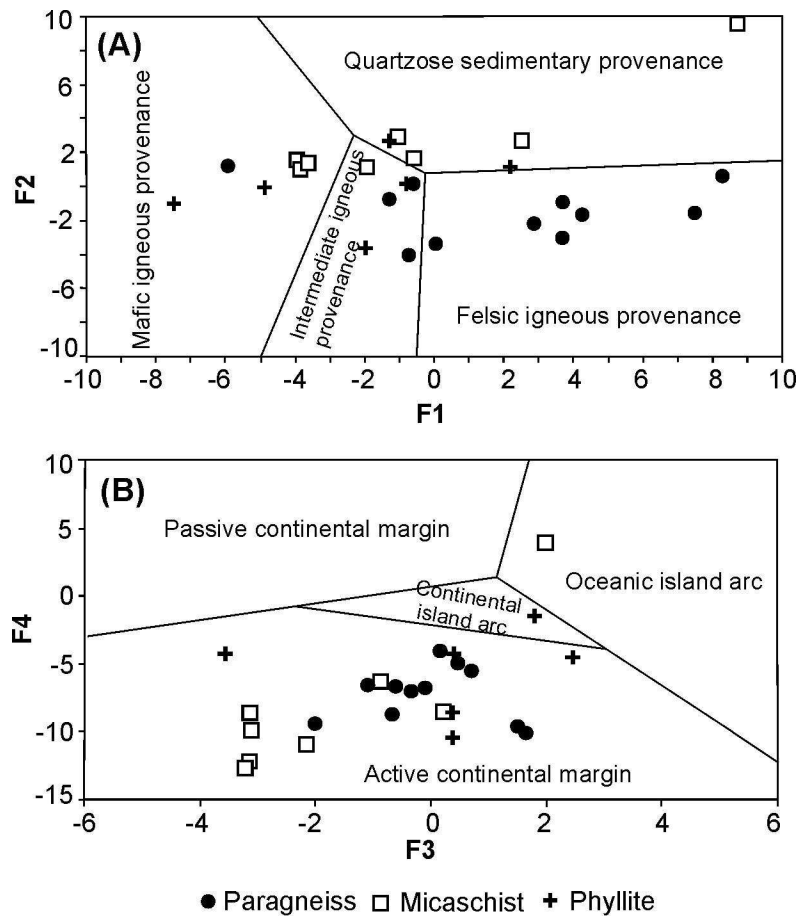


Figure 18: Major element discriminant diagrams (Bhatia 1983, Roser and Korsch 1988) for metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt, showing the source rock provenance in A and the tectonic setting in B.

Table 7: Major- and trace element data for metasedimentary rocks of the Monteiro sequence.

Sample #	CG-99	CG-236	CGC-222B	CGF-21	CGF-39B	CGF-51	MGM-01B
	micaschist	paragneiss	micaschist	micaschist	micaschist	micaschist	paragneiss
SiO ₂	57.57	76.28	69.95	58.06	70.86	48.03	72.93
TiO ₂	0.672	0.154	0.417	0.766	0.661	0.459	0.39
Al ₂ O ₃	18.5	12.42	13.72	17.26	11.61	9.14	13.11
Fe ₂ O ₃	8.04	1.8	4.59	8.78	7.01	4.63	3.1
MnO	0.054	0.037	0.037	0.078	0.057	0.163	0.073
MgO	3.86	0.41	2.94	4.25	2.28	7.39	0.55
CaO	1.27	0.57	0.89	0.4	0.17	11.17	2.44
Na ₂ O	2.05	3.47	2.32	0.89	0.47	1.73	3.06
K ₂ O	2.96	4.11	3.29	3.88	3.19	1.39	3.03
P ₂ O ₅	0.193	0.029	0.065	0.039	0.041	0.074	0.088
LOI	5	0.45	1.7	5.2	3.5	15.7	0.99
Total	100.1	99.7	99.9	99.6	99.8	99.9	99.8
Trace elements in ppm							
Ba	366	927	884	741	912	976	881
Ce	18	52	18	36	96	<8	43
Cr	293	19.3	190	354	172	331	11.3
Cs	18	<7	11	24	23	7	<7
Cu	29.7	3	4.8	44	60	21.4	3.4
Ga	18.5	16	16	20.2	22.2	9	13.4
La	18	36	18	21	21	9	31
Nb	7.5	13.9	8.9	10.2	18.2	5.2	6.8
Nd	14	33	13	19	17	14	29
Ni	99	4.6	46	129	68	99	2.1
Pb	22.2	22.6	23.4	13	23.3	25.4	13.8
Rb	128	117	129	228	186	82	83
Sc	26	4	8	22	15	16	7
Sn	<3	3	<3	<3	3	<3	<3
Sr	139	68	92	79	64	427	151
Th	7.6	11.4	6.3	5.5	11.9	4.9	6.8
U	<3	4	<3	<3	4	3	<3
V	143	13.1	62	164	107	60	21.6
Y	21.4	28.3	10.1	22.5	26.8	12.2	23.9
Zn	98	63	65	123	100	129	55
Zr	137	204	93	152	143	88	174

Sample #	MGM-01D	MGM-03A	MGM-03C	MGM-70	MGM-71A	MGM-71C	MGM-446
	paragneiss	paragneiss	paragneiss	micaschist	micaschist	micaschist	phyllite
SiO ₂	75.56	71.85	73.53	70.83	65.14	64.32	76.51
TiO ₂	0.433	0.454	0.434	0.64	0.821	0.805	0.359
Al ₂ O ₃	12.46	13.17	13.02	12.42	14.34	15.27	11.72
Fe ₂ O ₃	3.22	3.05	3.01	7.13	9.66	9.27	3.47
MnO	0.052	0.061	0.055	0.06	0.126	0.104	0.179
MgO	0.6	0.58	0.67	2.66	3.33	3.18	1.23
CaO	2.08	4.13	1.79	0.22	0.24	0.2	0.06
Na ₂ O	3.66	2.14	3.55	0.2	0.2	0.14	0.16
K ₂ O	1.66	3.58	3.26	2.32	2.96	2.97	2.44
P ₂ O ₅	0.144	0.084	0.086	0.049	0.062	0.062	0.04
LOI	0.58	0.27	0.57	3.2	3.5	3.9	3.07
Total	100.4	99.4	100	99.7	100.4	100.2	99.2

Trace elements in ppm

Ba	778	1419	1411	569	618	658	449
Ce	41	65	55	19	24	14	33
Cr	6.8	10	11	182	231	202	34
Cs	<7	<7	<7	18	14	13	<7
Cu	16.5	2.1	<1,5	11.7	23.3	24.4	83
Ga	13.2	12.7	12.7	16.5	17.1	19.2	17
La	29	37	34	15	15	13	26
Nb	9.5	9.5	9.4	8.3	10.3	10.1	6
Nd	23	45	35	11	9	10	24
Ni	<1,5	2.1	<1,5	58	73	71	27.9
Pb	12.3	23.7	20.4	9.6	11.5	8.8	10.9
Rb	71	152	124	110	123	124	102
Sc	6	6	7	12	21	16	6
Sn	<3	4	<3	<3	<3	3	<3
Sr	153	223	215	25.3	24.6	19.5	41
Th	9.3	9.5	12.4	5.3	6.7	6.8	8.9
U	4	3	3	<3	<3	<3	3.6
V	15.8	17.4	13.8	80	93	94	71
Y	36	28.5	26.3	7.5	14.7	12.1	18.1
Zn	50	49	49	90	121	117	37
Zr	205	217	216	105	110	101	114

Sample #	MGM-98 paragneiss	MGM-447A phyllite	MGM-447B phyllite	MGM-449 metasandstone	MGM-450 phyllite	MGM-474 paragneiss
SiO ₂	69.23	54.83	67.77	84.17	64.34	61.12
TiO ₂	0.454	0.429	0.46	0.254	0.726	0.86
Al ₂ O ₃	13.71	14.4	15.2	10.35	14.99	16.7
Fe ₂ O ₃	5.35	7.16	3.38	0.4	6.16	7.05
MnO	0.061	0.083	0.038	0.003	0.055	0.054
MgO	2.43	4.01	1.12	0.1	3.69	2.43
CaO	0.98	6.3	2.13	0.09	1.75	4.16
Na ₂ O	2.44	4.08	5.32	1.33	2.6	3.74
K ₂ O	2.4	0.53	0.62	0.98	2.04	2.37
P ₂ O ₅	0.046	0.111	0.099	0.036	0.185	0.191
LOI	3	7.53	3.1	1.48	2.78	0.76
Total	100.1	99.4	99.2	99.2	99.3	99.4

Trace elements in ppm

Ba	539	316	835	287	795	350
Ce	27	19	<8	8	19	65
Cr	381	30	24.7	38	475	98
Cs	18	<7	<7	<7	12	7
Cu	25.2	2	16.8	3.1	6.1	10.3
Ga	13.4	21.3	15.2	11.2	13	21.9
La	15	12	11	17	24	23
Nb	11	5.7	6.2	2.8	7.5	7.2
Nd	18	<8	<8	<8	10	20
Ni	96	22.9	10.3	<1.5	100.1	36.4
Pb	19	4.6	5.7	7	13.4	17.9
Rb	186	20.7	22.5	30	78	105
Sc	13	13	10	4	13	11
Sn	4	<3	<3	<3	3	3
Sr	85	63	90	182	324	423
Th	7.4	4.1	7.2	5	3.6	9.1
U	<3	3.7	<3	<3	2.2	5.4
V	66	63	51	32	89	101
Y	18.4	24.5	21.6	6.4	14.9	18
Zn	105	104	61	10.4	80	79
Zr	152	145	156	107	136	166

Sample #	MGM-492A	MGM-492B	MGM-492C	MGM-504	MGM-505	MGM-517B
	paragneiss	paragneiss	paragneiss	phyllite	phyllite	paragneiss
SiO ₂	74.4	74.16	71.51	61.66	65.6	57.67
TiO ₂	0.35	0.25	0.288	0.663	0.382	0.967
Al ₂ O ₃	12.18	13.35	14.11	16.12	12.25	14.89
Fe ₂ O ₃	3.18	2.42	2.68	5.97	6.74	8.58
MnO	0.112	0.103	0.075	0.088	0.104	0.127
MgO	0.7	0.52	0.62	2.41	2.94	3.95
CaO	0.77	2.8	1.32	3.95	7.65	9.21
Na ₂ O	1.71	3.8	4.87	2.39	1.81	2.74
K ₂ O	5.14	1.37	2.93	4.11	0.43	0.65
P ₂ O ₅	0.062	0.059	0.054	0.163	0.101	0.176
LOI	0.83	0.63	0.8	2.16	1.21	0.56
Total	99.4	99.5	99.3	99.7	99.2	99.5

Trace elements in ppm

Ba	1556	481	924	623	104	107
Ce	60	53	45	41	19	20
Cr	41	25.2	41	65	57	298
Cs	11	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	3.6	<1.5	1.5	38	3.2	101
Ga	13.2	16.2	14	21	23.1	15.1
La	50	34	27	23	13	11
Nb	8.5	9.4	9.8	6.2	4.3	5.7
Nd	45	30	21	20	8	10
Ni	7.6	1.2	4	30	17.1	84
Pb	31	12.1	15.8	18.3	24.8	6.6
Rb	141	64	76	122	13.7	14.3
Sc	6	5	7	8	8	25
Sn	4	<3	<3	3	3	3
Sr	246	189	220	351	231	242
Th	8.9	11.5	8.8	7.4	5.5	1.4
U	3.3	3.2	3.9	3.8	6.2	<3
V	14.2	5.9	9.2	79	98	178
Y	28.5	28.2	23.1	18.7	12.7	20.3
Zn	58	58	63	48	102	89
Zr	185	208	221	153	101	88

DISCUSSION

The origin of the Rio Itapicuru greenstone belt has been the subject of debate for a long time. Several authors have suggested that the volcano-sedimentary sequence was deposited on an Archaean sialic basement (Jardim de Sá 1982, Matos and Davison 1987, Batista et al. 1998), possibly in a back-arc or marginal basin setting (Silva 1992, Alves da Silva 1994, Silva et al. 2001, Mello et al. 2006). The assumption was based on the occurrence of Archaean gneisses and migmatites in some granitic domes such as the Ambrósio and Pedra Alta domes (Matos and Davison 1987, Davison et al. 1988, Batista et al. 1998, Mello et al. 2006), and on inherited Archaean zircon grain in ca. 2,080 Ma-old granite domes (Batista et al. 1998, Mello et al. 2006). If the sedimentary rocks were deposited on Archaean gneiss-migmatite substrates as envisaged in the above models clastic material from the basement should be represented in the sedimentary record.

However, the Nd model ages and detrital zircon U-Pb ages presented here for metasedimentary rocks of the greenstone belt indicate clasts contribution dominantly from Palaeoproterozoic sources rather than from Archaean sources. Furthermore, some of the Palaeoproterozoic zircon populations have no representative sources in the nearby terranes. In order to illustrate this finding and further discuss it, in Table 8 we show U-Pb zircon ages for the potential source rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt sedimentary rocks and in Figure 19 the age distribution diagram of <10% discordant detrital zircon grains from all four studied samples.

Table 8: Zircon ages for rocks of the Serrinha block and the Caraíba gneisses.

Rock units	Zircon age (Ma)
Archaean Basement	
Caldeirão belt orthogneiss (Oliveira et al. 2002)	3,152 ± 5
Rio Capim tonalite (Cordani et al. 1999)	3,120
Valente gneiss (Rios et al. 2009)	3,102 ± 5
Retirolândia TTG (Oliveira et al. 2010a)	3,085 ± 6
Maracanã gneiss (Rios et al. 2009)	3,025 ± 13
Uauá orthogneiss (Oliveira et al. 2002)	2,991 ± 22
Requeijão granite (Rios et al. 2009)	2,989 ± 11
Jacurici orthogranulite (Oliveira et al. 2010a)	2,983 ± 6
Uauá enderbitic granulite (Oliveira et al. 2002)	2,933 ± 3
Caraíba orthogneiss (Silva et al. 1997)	2,695 ± 12
Caraíba orthogneiss (Oliveira et al. 2010a)	2,574 ± 6
Palaeoproterozoic Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts	
Eficeas granite (Rios et al. 2009)	2,163 ± 5
Nordestina granite (Cruz Filho et al. 2005)	2,155 ± 9
Quijingue granite (Rios et al. 2008)	2,155 ± 3
Trilhado granite (Mello et al. 2006)	2,155 ± 9
Rio Capim dacite (Oliveira et al. 2010a)	2,148 ± 9
Rio do Peixe basalt (Oliveira et al. 2010a)	2,145 ± 8
Rio Itapicuru basalt (Oliveira et al. 2010a)	2,142 ± 7
Teofilândia tonalite (Mello et al. 2006)	2,130 ± 7
Teofilândia quartz-porphyry (Mello et al. 2006)	2,128 ± 8
Barrocas granite (Chauvet et al., 1997)	2,127 ± 5
Morro do Afonso syenite (Rios et al. 2007)	2,111 ± 10
Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira 2003)	2,109 ± 5
Gavião farm granodiorite (Costa 2008)	2,106 ± 6
Euclides granite (Rios et al. 2008)	2,097 ± 8
Rio Itapicuru dacite (Oliveira et al. 2010a)	2,081 ± 9
Ambrosio dome granodiorite (Mello et al. 2006)	2,080 ± 2

As shown in Table 8, most basement rocks in the Serrinha block fall in the age range 3,152-2,980 Ma, while the Caraíba orthogneisses from the adjacent Itabuna-Salvador-Curaçá orogen to the west have ages between 2,695 Ma and 2,574 Ma. On the other hand, ages of granites and volcanic rocks in the greenstone belt terrains concentrate between 2,163 Ma and 2,127 Ma, and no rocks with zircon U-Pb age between 2,163 Ma and 2,500 Ma have been found so far in the Serrinha block. Other younger units of the Rio Itapicuru greenstone belt are unlikely to be source rocks for the sediments because of their field relations; for instance the 2,109 Ma-old Itareru and the 2,106 Ma-old Gavião farm granites cross-cut the metasedimentary rocks.

When all detrital zircons are plotted (Figure 19), the majority of ages fall in the span of time 2.10-2.24 Ga, with age populations clustering at 2,126 Ma, 2,144 Ma, 2,156 Ma, 2,174 Ma, 2,184 Ma, 2,205 Ma, 2,214 Ma and 2,233 Ma. Only a few grains are older than 2.25 Ga. The former three zircon populations and their host metasedimentary rocks may have source rocks in the greenstone belts, such as granites and basalts (Table 8), but the populations older than 2.17 Ga are more difficult to explain as erosion products of the nearby terrains. This raises the possibility that terrains with ages between 2.17 Ga and 2.24 Ga might underlain the greenstone belt, or occur somewhere near the Serrinha block but have not yet been recognized, or have been displaced by tectonics.

So far, only the 2,231 Ma-old Pedrinhas granulite occur to the east of the Serrinha block (Silva et al. 2006). Its geographic proximity to the study area makes it a potential source for the 2,233 Ma zircon population found in metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. However, most rock units with ages between 2.17 Ga and 2.25 Ga occur considerably far from the Serrinha block. For instance, in the southern portion of the São Francisco craton, Ávila et al. (2009) report on arc rocks with ages of 2,239-2,214 Ma and 2,192-2,121 Ma. In the Borborema province, northeastern Brazil, Souza et al. (2007) present ages in the range 2.25-2.15 Ga for high-K, calc-alkaline granitoids of the Caicó complex. On the eastern part of the Amazon craton, northern South America, gabbroic rocks of the Île de Cayenne complex have ages between 2.26-2.20 Ga (Delor et al. 2003), TTG and greenstone belts of the Bacajá domain are 2.18-2.13 Ga old (Vasquez et al. 2008), and greenstones of the Vila Nova group are 2,267 Ma old (McReath and Faraco 2006).

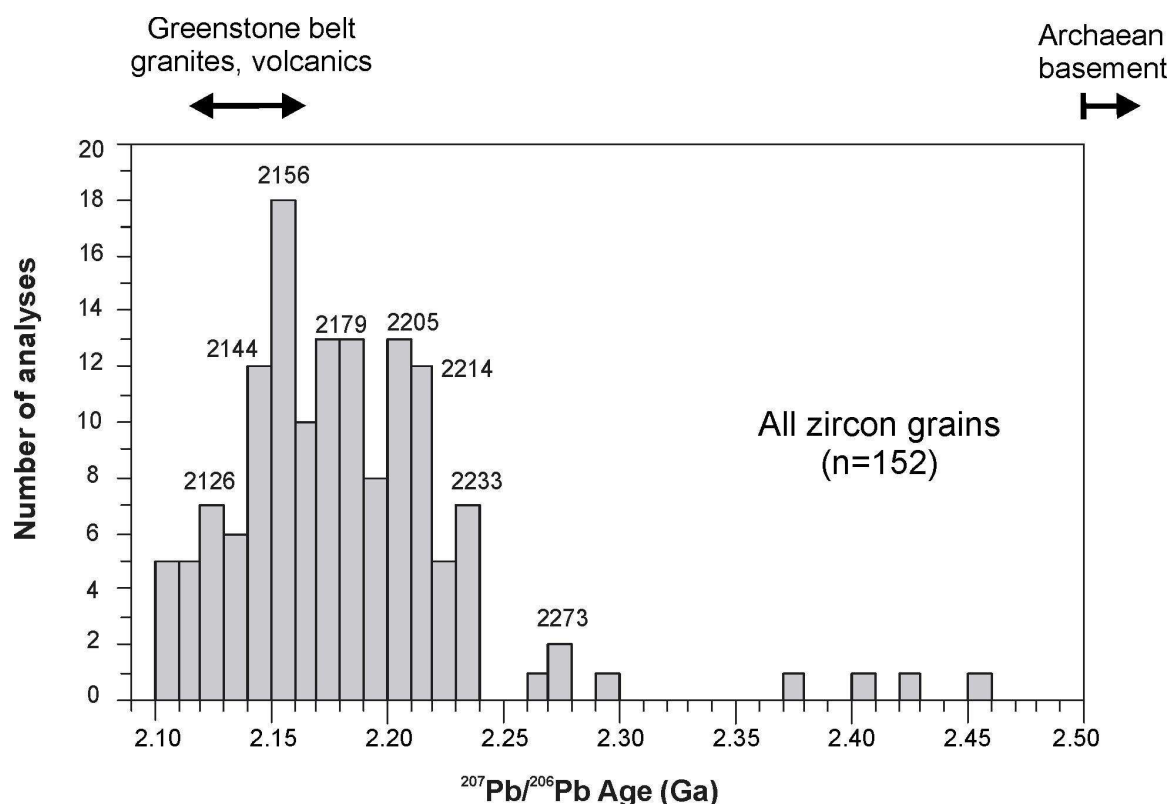


Figure 19: Age distribution frequency of less than 10 discordant detrital zircon grains from four metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. Also shown are age intervals for the Archaean Santa Luz basement gneisses and igneous rocks of the greenstone belt.

If we accept that the Palaeoproterozoic terrains of South America and Africa were once joined in the Atlantica supercontinent (Rogers and Santosh 2004), rock units in western Africa could be also considered. Accordingly, Poulet et al. (2006) report several ages in the time interval 2.18-2.2 Ga for rocks of the West African craton. Of particular interest are rhyodacites (2,212 Ma) in Guinea, acid lavas (2,189 Ma) in Gana, rhyolite (2,195 Ma) and other sialic rocks (2,202 Ma) in Ivory Coast.

Altogether the ages cited above match the main missing age sources (2.17-2.24 Ga) for metasedimentary rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt. Terrains of these ages should have been available for erosion and deposition close to the site of origin of the Rio Itapicuru greenstone belt, yet the type of tectonic setting remains to be demonstrated. Comparisons with the Mineiro belt in the southernmost part of the São Francisco craton and the whole-rock geochemistry presented here may shed some lights into the likely tectonic setting of the missing sources for the Rio Itapicuru metasediments. According to Ávila et al. (2009) the Mineiro belt consists of several Palaeoproterozoic arcs among which the Serrinha arc (2,239-2,214 Ma), the

Ritápolis arc (2,192-2,121 Ma), and the Juiz de Fora arc (2,195-2,084 Ma) contain rocks with ages relevant to our provenance study. The basal schistose gneiss (sample CG-186, Fig. 8) of the Monteiro metasedimentary sequence in the Rio Itapicuru greenstone belt yielded detrital zircons dominantly older than 2,180 Ma. Yet the major element geochemistry of stratigraphically comparable mica schists and phyllites indicates provenance from mafic to felsic rocks at an active continental margin. Therefore, we suggest that remnants of an unmapped 2.17-2.24 Ga old arc or accretionary terrain may exist near the Rio Itapicuru greenstone belt, most likely to the east of it where 2,231 Ma old rocks have already been recognized (Silva et al. 2006). The basalts and arc rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt may have originated close to this older accretionary belt and later collided with the Archaean basement represented by the Santa Luz migmatite-gneiss complex. The field relations shown in Figure 7 confirm that the greenstone belt metasedimentary rocks were thrust westwards onto the basement. Continuing convergence appears to have underthrust the basement beneath the greenstone belt and both basement and greenstone sequence were collectively folded, possibly assisted by crustal partial melting, to account for the occurrence of basement rocks and inherited zircon grains in some of the ca. 2,080 Ma-old granitic domes such as the Ambrosio dome.

In the light of the interpretations referred to above, we put forward the following geological scenario for the RIGB (Figure 20), which may serve as a working hypothesis for future detailed work. We suggest that the remains of a non identified ancient arc, aged 2,17-2,25 Ga (accretionary arc), may exist near the Rio Itapicuru greenstone belt (Figure 20 - Stage 1). These rocks are most likely located at east of the already recognized rocks aged 2,231 Ma (Figure 20 – Stage 2). The basalts and arc rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt may have originated closer to this ancient arc, which then collided with the Archean basement represented by the Santa Luz complex. Costa (2008) suggests that the Itareru tonalite represent the early stage of an arc-continent collision, preceding the event of continent-continent collision (Figure 20 – Stage 3).

It was clear that the period of deposition of the sedimentary rocks of Monteiro Unit was short, and this basin was probably a forearc basin (Figure 20 – Stage 2). So in this Unit there are sediments from this ancient arc (not recognized yet) and/or other rocks that could be related cited above and sediments from the Rio Itapicuru greenstone belt.

1 - The oldest arc formation (2.17 - 2.25 Ga)



2 - Itapicuru arc (2.163 - 2.130 Ma)



3 - Arc-continent collision (~ 2.110 Ma)

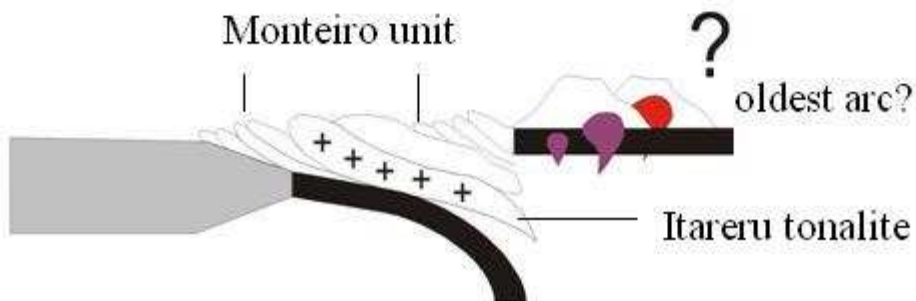


Figure 20: Geological model proposed for the study area. 1) The oldest arc formation, between 2,17-2,25 Ga); 2) Itapicuru arc formation between 2,163-2,130 Ma; 3) Arc-continent collision in approximately in 2,110 Ma.

ACKNOWLEDGMENTS:

We are greatly indebted to Marcio Pimentel and Ticiano Santos for their comments on an early draft of the manuscript. Elton Dantas and Bernard Bühn provided the LA-ICP-MS analytical facilities at the Geochronology laboratory of University of Brasilia, and we acknowledge them very much. Maria Fernanda Grisolia thanks CAPES for the MSc research grant. The Brazilian FAPESP (06/06222-1) and CNPq (302590/2008-0) grants to Oliveira helped to cover field and laboratory expenses.

REFERENCES

- Alves da Silva, F.C., 1994. Étude Structural do “Greenstone Belt” Paleoproterozoïque Du Rio Itapicuru (Bahia Brésil). Tese de Doutorado. Université d’Orleans. France. 307 p.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira R.M., 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 464–482.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1–27.
- Batista, J.J., Nesbitt, R.W., Pires, P.F.R., 1998. Presença do embasamento arqueano no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Bahia)—resultados geocronológicos por ICPMS- LA. XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, MG. SBG. Anais, p. 67.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91, 611–627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, p. 181–193.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Whitehouse, M.J., Collerson, K.D., 2005. Chemical characterization of earth’s most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochimica Cosmochimica Acta* 69, 1555–1573.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L., 2009. High spacial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 99–114.
- Byerly, G.R., 1999. Komatiites of the Mendon Formation: Late-stage ultramafic volcanism in the Barberton Greenstone Belt. *Geological Society of American Special Paper* 329, 189–211.
- Camire, G.E., Lafleche, M.R., Ludden, J.N., 1993. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Sub-province of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modeling of the source areas. *Precambrian Research* 62, 285–305.
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P., 2003. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências* 33, 55–68.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite- greenstone belt (Bahia, Brazil): the rôle of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Research* 84, 139–162.

- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104, 1–37.
- Cordani, U.G., Sato, K., Nutman, A., 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. In: *Proceedings II South American Symposium on Isotope Geology*, 27–30.
- Costa, F.G., 2008. Petrogênese do granodiorito Fazenda Gavião: registro de uma colisão arco-continente no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 103p.
- Cotta, A., Enzweiler, J., 2009. Quantification of major and trace elements in water samples by ICP-MS and collision cell to attenuate Ar and Cl-based polyatomic ions. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 24, 1406–1413.
- Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Rios, D.C., Macambira, M.J.B., Marinho, M.M., 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do Batólito Trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 1–8.
- Davies, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* 115, 97–117.
- Davison, I., Teixeira, J.B.G., Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Matos, F.M.V., 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research* 42, 1–17.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Coccherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, n° 2-3-4, 5–57.
- DePaolo D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer Verlag, New York.
- Deru, X., Xuexiang, G., Pengchun L., Guanghao C., Bin, X., Bachlinski, R., Zhuanli H., Gonggu, F., 2007. Mesoproterozoic–Neoproterozoic transition: Geochemistry, provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the SE margin of the Yangtze Block, South China. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 637–650.
- Dickin A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel Publ. Co, New York, 333–361.
- Donatti Filho, J.P., Oliveira, E.P., 2007. The tectonic setting of basalts from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, revisited by trace-element geochemistry. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos SNET, Natal, p. 296.
- Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M., Handler, M.R., 1997. A simple method for the precise determination of > 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical Geology*, 134, 311–326.

- Fedo C.M., Eriksson K.A., Krogstad E.J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1751-1763.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- Feng R., Kerrich R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1061-1081.
- Fortes P.T.F.O., Pimentel M.M. Santos R.V., Junges S.L., 2003. Sm-Nd studies at Mina III gold deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil: implications for the depositional age of the upper metasedimentary rocks and associated Au mineralization. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 503-512.
- Fralick, P.W., 2003. Geochemistry of clastic sedimentary rocks: ratio techniques. In: Lentz, D.R. (ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Association of Canada Geotext 4, 85-103.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais Academia Brasileira Ciências* 72, 219-245.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 249-265.
- Grisolia M.F.P., 2007. Geologia da transição greenstone belt-embasamento, a oeste do batólito Nordestina, greenstone belt do Rio Itapicuru/BA. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Grisolia M.F.P., Oliveira E.P., 2009. Proveniência de rochas metassedimentares da transição embasamento-greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. *Anais XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Ouro Preto, CD, T231*.
- Hartmann L.A., Santos J.O.S., 2004. Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geology* 32, 73-76.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.
- Heubeck C., Lowe D.R. 1999. Sedimentary petrography and provenance of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt. *Geological Society of America, Special Paper* 329.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Jardim de Sá, E.F.J., Souza, Z.S., Fonseca, V.P., Legrand, J.M., 1984. Relações entre "greenstone belts" e terrenos de alto grau: o caso da faixa Rio Capim, NE da Bahia. *Proceedings XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro*, 2615-2629.

- Jardim de Sá, E.J., 1982. Nota sobre o estilo estrutural e realções gnaisses vs. supracrustais no greenstone belt de Serrinha (BA). *Ciências da Terra* 2, 8-13.
- Johnsson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (eds) *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Papers 284, 1–19.
- Johnsson, M.J., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environments: sands of the Orinoco river drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1622–1647.
- Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., and McDonald G. D. 2002. Fluid-mobile trace element constraints on role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144, 38-56.
- Kato, Y., Ikezaki, A., 2000. Geochemistry of early Archean (3.5 Gyr) siliceous mudstone and sandstone from the Marble Bar area in the Pilbara Craton, Western Australia. *Memoir Geological Society of Japan* 57, 171–181.
- Kishida, A., Riccio, L., 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research* 11, 161-178.
- Leal L. R. B., Cunha J. C., Cordani U. G., Teixeira W., Nutman A., Menezes Leal A. B., Macambira M. J. B., 2003. SHRIMP U-Pb, 207Pb/206Pb zircon dating and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, Northern São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 775-785.
- Lebede S., Hoppe A., 1990. Os sedimentos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. *Anais 36 Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, p. 354.
- Liang Q, Jing H, Gregoire DC, 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51, 507–513.
- Ludwig, K. R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 4, Berkeley, 71 pp.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G., 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 259-276.
- Mascarenhas J.F., 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. Salvador-BA, SME/CPM 2, 57-165.
- Matos, F.M.V., Davison, I., 1987. Basement or Intrusion? The Ambrósio Dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 442-449.

- McLennan, S. M., Bock, B., Hemming, S. R., Hurowitz, J.A., Lev, S. M., McDaniel, D.K., 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D.R., (ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*: Geological Association of Canada, GeoText 4, 7-38.
- McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: B. R. Lipkin, G. A. McKay (eds.). *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*, Vol. 21, 169–196.
- McLennan, S.M., 1984. Petrological characteristics of Archaean greywackes. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 889–898.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDanniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of American Special Paper 284, 21–40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99, 1–21.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015–2050.
- McReath, I., Faraco, M.T.L, 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana shield – West African Craton province. *Geologia USP, Série Científica* 5, 49-63.
- Meinhold, G; Kostopoulos, D; Reischmann, T., 2007. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of sedimentary rocks from the islands of Chios, Inousses and Psara, Aegean Sea, Greece: Implications for the evolution of Palaeotethys. *Journal of the Geological Society* 164, 1145–1163.
- Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Hagemann, S.G., Fletcher, I., Snee, L., 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Mineralium Deposita* 40, 849-866.
- Melo, R.C., Loureiro, H.S.C., Pereira, L.H.M., 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serrinha–Folha SC.24-Y-D. Estado da Bahia, Brasil. Escala 1:250.000. CPRM/MME, Brasília-DF, 80 p.
- Moreto C.P.N., 2007. Mapeamento geológico do contato entre o embasamento e o greenstone belt do Rio Itapicuru na região de Queimadas/BA. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.

- Naqvi, S.M., Uday Raj, B., Subba Rao, D.V., Manikyamba, C., Nirmal Charan, S., Balaram, V., Srinivasa Sarma, D., 2002. Geology and geochemistry of arenite-quartzwacke from the Late Archaean Sandur schist belt—implications for provenance and accretion processes. *Precambrian Research* 114, 177–197.
- Nelson B.K., DePaolo D.J., 1988. Application of Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics to studies of provenance and basin analysis. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 348–457.
- Nesbitt, H.W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In: Lentz, D.R. (ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*: Geological Association of Canada, *GeoText* 4, 39–51.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C. 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1659–1666.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M., 1997. Quartz and feldspar stability and non-steady-state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Journal of Geology* 105, 173–191.
- Nesbitt, H.W., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology* 104, 525–542.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97, 129–147.
- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geological society of America Bulletin* 65, 1007–1032.
- Oliveira E.P, Escayola M., Souza Z.S., Bueno J.F., Araújo M.G.S., McNaughton N., 2007. The Santa Luz chromite-peridotite and associated mafic dykes, Bahia-Brazil: remnants of a transitional-type ophiolite related to the Palaeoproterozoic (>2.1Ga) Rio Itapicuru greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências* 37 (4 - suplemento), 28–39.
- Oliveira E. P., Souza Z. S., McNaughton N. J., Lafon J-M., Costa F. G., Figueiredo A. M. 2010b. The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for primitive oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. (submitted to *Gondwana Research*, Jan 14/2010).

- Oliveira E.P., McNaughton N. J., Armstrong R., 2010a. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic Growth of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: T. Kusky, Z. Mingguo, W. Xiao (ed) "The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth", Geological Society of London Special Publication 338 (in the press).
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N., Pimentel M., Fletcher I.R., 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen parallel escape tectonics. *Precambrian Res.* 128, 143-165.
- Oliveira, E.P., Mello, E.F., McNaughton, N., 2002. Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Implication for the early evolution of the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal South American Earth Sciences* 15, 349-362.
- Patchett, P. J., Ruiz, J., 1987. Nd isotope ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Miner. Petrol.* 96, 523-528.
- Pettijhon, F.J., 1975. *Sedimentary rocks*: Harper and Row, New York .
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*. Springer, New York, 618 p.
- Polat A., Hofmann A. W., Rosing M. T., 2001. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184, 231–254.
- Poulet, A., Doumbia, S., Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of the Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Palaeoproterozoic evolution of the Man Shield. *Bull. Soc. géol. Fr.* 177, 105-121.
- Ranjan, N., Banerjee, D.M., 2009. Central Himalayan crystallines as the primary source for the sandstone–mudstone suites of the Siwalik Group: New geochemical evidence. *Gondwana Research* 16, 687–696.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Plá Cid, J., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., McReath, I., Marinho, M.M., Davis, W.J., 2007. Palaeoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso sienite pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research* 154, 1-30.
- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Davis, W.J., Rosa, M.L.S., Dickin, A.P., 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite–greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U–Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research* 170, 175–201.
- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Davis, W.J., Dickin, A.P., Marinho, M.M., Stern, R., 2008. 3.65–2.10 Ga history of crust formation from zircon geochronology and isotope geochemistry of the Quijingue and Euclides plutons, Serrinha nucleus, Brazil. *Precambrian Research* 167, 53–70.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press, New York.

- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67, 119–139.
- Ruggiero A., Oliveira E.P., 2010. Caracterização de Vulcânicas Adakíticas e Cálcio-Alcalinas no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: petrogênese e implicações geodinâmicas. *Revista Brasileira de Geociências* 40, (in the press)
- Sawyer, E.W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quebec metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology* 55, 77–93.
- Silva, L. C., Delgado, I. M., Teixeira, L. R., 2006. Caracterização Petrocronológica do Arco Magmático Oriental (Ramo Costeiro) do Orógeno Riachão no E da Bahia e Implicações Geotectônicas. *Anais XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-ROM.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. *Proceedings 2nd International symposium on granites and associated mineralizations*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador-Bahia, p. 282-283.
- Silva, M.G., 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo *back arc* fóssil. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 157-166.
- Silva, M.G., Coelho, C.E.S., Teixeira, J.B.G., Alves da Silva, F.C., Silva, R.A., Souza, J.A.B., 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita* 36, 345-357.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Sá, E.F.J., Macedo, M.H.F., 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48, 2149-2185.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Yamamoto, K., Minami, M., Mimura, K., Suzuki, K., 2006. Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration. *Precambrian Research* 147, 124–147.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications. 312 p.
- Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research* 53, 1-22.
- Ushikubo T., Kita N.T., Cavosie A.J., Wilde S.A., Rudnick R.L., Valley J.W., 2008. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 666-676.

- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Armstrong, R.A., 2008. Zircon geochronology next term of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoarchean to Orosirian evolution. *Precambrian Research* 161, 279-302.
- Vendemiato, M. A., Enzweiler, J., 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards Newsletter-The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 25, 283-291.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409, 174-178.
- Winge, M., 1984. A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: Sa, P.V., Duarte, F.B. (Eds.), *Textos Básicos*, vol. 5. Secretaria de Minas e Energia da Bahia, Salvador-BA, pp. 43-103.
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1537-1549.
- Xavier, R.P., Coelho, C.E.S., 2000. Fluid regimes related to the formation of lode-gold deposits the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia: a fluid inclusion review. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 311-314.
- Xavier, R.P., Foster, R.P., 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geol.* 154, 133-154.