

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS DA REGIÃO DE
CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO - MG: POSICIONAMENTO
ESTRATIGRÁFICO, EVOLUÇÃO TECTÔNICA,
GEOCRONOLOGIA, CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E
GÊNESE DOS MINÉRIOS.**

por

Vassily Khoury Rolim

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada

Orientador: Prof. Carlos Alberto Rosière

BELO HORIZONTE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG
2016

R748f Rolim, Vassily Khoury

2016 As formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro – MG [manuscrito]: posicionamento estratigráfico, evolução tectônica, geocronologia, características geoquímicas e gênese dos minérios / Vassily Khoury Rolim – 2016.
xxii, 215f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Carlos Alberto Rosière.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2016.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 198-214

Inclui anexos.

1 – Estratigrafia – Serra da Serpentina (MG) – Teses. 2. Minérios de ferro – Conceição do Mato Dentro (MG) – Teses. I. Rosière, Carlos Alberto. II Universidade Federal de Minas Gerais. III. Título.

CDU: 622.341(815.1)

Tese intitulada *As formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro - MG: posicionamento estratigráfico, evolução tectônica, geocronologia, características geoquímicas e gênese dos minérios*, de autoria do doutorando Vassily Khoury Rolim, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:

Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière – IGC-UFMG - Orientador

Prof. Dr. Friedrich Ewald Renger – IGC/UFMG

Prof. Dr. Luiz Guilherme Knauer – IGC/UFMG

Profa. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz – IGEO/UFBA

Prof. Dr. Matheus Kuchenbecker - ICT-UFVJM

Belo Horizonte, 08 de janeiro de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos os colegas e amigos da geologia que muito ajudaram com discussões e apoio nos trabalhos de campo

A todos os colegas-alunos da pós-graduação em geologia do IGC/UFMG;

A André Fleck, Julio Neves, Ricardo Pagung, Rafael e Munike Romano, Alexandre Pizarro, Flávia Silveira-Braga, Ludmila Motta Pereira e Márcio Célio Rodrigues da Silva.

A Nilza Helena Quintão e Henrile Meireles.

A Antônio Roberto Nunes Silva e Lucília Ramos.

A Camila Gradim, Carlos Augusto Leite e Luciano Bruno da Rocha.

Ao colega João Orestes Schneider Santos pelo empenho e apoio na geocronologia.

A Adalene Silva e Érico Zacchi.

Aos professores Luiz Guilherme Knauer, Rogerio Silva, Ricardo Diniz Costa e Friedrich Renger pelas inúmeras dicas e frutíferas discussões.

As empresas que financiaram em parte a tese e muito ajudaram com amostras e dados de campo: Anglo American do Brasil e Terrativa Minerais. Agradeço aos colegas geólogos destas empresas e em especial a Geraldo Sarquis Dias e Ingo Wender.

Ao CNPq (Pr. nr. 472602/2009-8.) e a FAPEMIG (Pr. Nr. APQ-00557-12) pelo financiamento da tese.

Agradeço em especial a

Carlos Alberto Rosière

e

Jacqueline Rutkowski

Não fosse por vocês esta tese não existiria.

“Para todo problema complexo, existe uma solução clara, simples e errada”
[George Bernard Shaw]

“Para quem só sabe usar martelo, todo problema é um prego”
[Abraham Maslow]

RESUMO

O mapeamento detalhado da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional aliado a datações U-Pb SHRIMP de zircões detríticos permitiram a identificação de duas sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas na região: Grupo Serra da Serpentina e Grupo Serra de São José. O Grupo Serra da Serpentina tem idade máxima de deposição orosiriana e foi depositado em uma bacia intra-cratônica sem atividade tectônica sindeposicional, sendo constituído por metapelitos na base (Formação Meloso) e por formações ferríferas bandadas e metadolomitos no topo (Formação Serra do Sapo). O Grupo Serra de São José tem idade máxima de deposição estateriana e foi depositado em um rifte continental tendo a Formação Lapão na base, constituída por sedimentos de leques aluviais e por psamitos fluviais. O rifte é sobreposto por uma sequência marinha transgressiva, cujos sedimentos proximais grossos compõem a Formação Itapanhoacanga, enquanto os sedimentos finos distais compõem a Formação Jacém. As formações ferríferas bandadas da Formação Canjica constituem a unidade de topo do Grupo Serra de São José. O Grupo Serra de São José sobrepõe o Grupo Serra da Serpentina e o contato entre os dois grupos se dá por meio de uma discordância erosiva.

Ambas as sequências metassedimentares foram afetadas por um evento tectônico compressional que gerou falhas de empurrão com transporte de massas de leste para oeste e dobras relacionadas às falhas. Blocos tectônicos delimitados pelas falhas de empurrão foram mapeados e a estratigrafia preservada foi estudada no interior destes blocos.

Durante a datação U-Pb SHRIMP dos grãos detríticos de zircão foram identificados e também datados, grãos de zircão e xenotima hidrotermais, revelando pulsos de um evento hidrotermal que ocorreram durante um amplo período de tempo (i.e., 466 até 628 Ma), relacionados às diversas etapas da orogenia Brasileira.

O estudo geoquímico, incluindo a análise de elementos Terras Raras, indica que a deposição das formações ferríferas da Formação Serra do Sapo e da Formação Canjica ocorreram em bacias estratificadas com as porções superiores oxigenadas e que o ferro de ambas as unidades tem origem hidrotermal. A Formação Canjica mostra um grau maior de contaminação por material clástico continental porém, de forma geral, o perfil de elementos Terras Raras para ambas as sequências é semelhante aos perfis de outras formações ferríferas paleoproterozoicas, contendo anomalias positivas de Európio e Ítrio, pequena anomalia negativa de Cério e uma concentração relativa de Terras Raras pesadas em relação às Terras Raras leves.

Palavras Chave: *Serra do Espinhaço Meridional; Formação ferrífera bandada; Grupo Serra da Serpentina; Grupo Serra de São José; Zircão detrítico; Zircão e xenotima hidrotermal; Geoquímica de formações ferríferas; SHRIMP.*

ABSTRACT

A new stratigraphy based on detailed mapping, geophysical data and U/Pb SHRIMP age data of detritic zircons is proposed for the banded iron-formation-bearing sequences that outcrop at the eastern border of the southern Espinhaço Range and two metasedimentary sequences were defined: the Serra da Serpentina and the Serra de São José Groups. The Serra da Serpentina Group have maximum depositional Orosirian age (youngest detrital zircon age = 1990 ± 16 Ma) and comprises fine clastic metasediments at the base and chemical sediments, including banded iron-formations (BIFs), on top, respectively belonging to the Meloso Formation and Serra do Sapo Formation. The group represents the sedimentary deposition into an epicontinental-epeiric slow downwarping basin with little tectonic activity. The maximum depositional Orosirian age of the Serra da Serpentina Group indicated that there is no chronostratigraphic correlation between the banded iron formations of the Serra da Serpentina Group and the Cauê Formation of Minas Supergroup, as previously proposed. The younger Serra de São José Group was deposited in a continental rift-basin tectonically active, with a north-south axis and has a complete cycle of transgressive sedimentary deposits comprising from base to top: Lapão Formation; Itapanhoacanga Formation; Jacém Formation and, on the top of the sequence, the banded iron-formations of the Canjica Formation. The Serra de São José metasedimentary Group is separated from the underlying Serra da Serpentina Group by a significant erosional unconformity. The Itapanhoacanga Formation has the same maximum depositional Statherian age (i.e., 1.70 Ba) of Espinhaço Supergroup basal unit (i.e., São João da Chapada Formation) from which could be considerate facies variation.

Both metasedimentary sequences were affected by an east-west compressive tectonic event that generated thrust faults and associated fault-related folds. Thrusts faults could be mapped in field works and a tectonic map were produced delimiting tectonic blocks where the pre-tectonic stratigraphy were preserved and could be detailed.

During the SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons grains, overgrowth and outgrowth of hydrothermal zircon and xenotime was identified and also dated, unveiling pulses of a hydrothermal event which occurred within a wide range of time (i.e., 466 to 628 Ma), during the Neoproterozoic–early Paleozoic Brasiliano /Pan-African orogenies.

The geochemical study, including analysis of rare earth elements, indicates that the deposition of the Serra do Sapo and Canjica banded iron formations occurred in stratified basins with the oxygen-rich upper portions and that iron on both units have a hydrothermal origin. The profile of rare earth elements for both sequences is similar to other Paleoproterozoic banded iron formations profiles, containing positive anomalies of Europium and Yttrium, negative cerium anomaly and a relative concentration of heavy rare earths elements.

Keywords: *Banded iron formation; Serra da Serpentina Group; Serra de São José Group; Detrital zircon; Hydrothermal zircon and xenotime; Geochemistry, SHRIMP.*

SUMÁRIO GERAL

AGRADECIMENTOS	II
RESUMO	IV
ABSTRACT	V
SUMÁRIO GERAL	VI
SUMÁRIO DE FIGURAS	IX
SUMÁRIO DE TABELAS	XIX
LISTA DE ABREVIACÕES	XXI
I – O PROBLEMA	1
I.1 - Introdução.....	1
I.2 - As Formações Ferríferas Bandadas	2
Definição	3
Classificação, Mineralogia e Distribuição Temporal	3
A relação entre as formações ferríferas e a evolução da Terra.....	8
I.3 – Posição, idade e estratigrafia das formações ferríferas de Conceição do mato dentro.....	12
A idade das formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro.....	13
I.4 - A gênese de formações ferríferas enriquecidas em ferro.....	15
I.5 - Objetivos	16
Objetivos Gerais.....	16
Objetivos Específicos.....	16
II – MÉTODOS de trabalho	17
II.1 - Mapeamento geológico estrutural da sequência estratigráfica contendo as formações ferríferas bandadas na Serra da Serpentina, Serra do Sapo e em Morro do Pilar	17
II.2 – Análise estratigráfica de testemunhos de sondagem.	18
II.3 - Estudos geoquímicos de rocha.....	18
II.4 - Estudos de Isótopos Radiogênicos (Geocronologia).....	18
III – OS RESULTADOS	20
III.1 – Geologia Estrutural e Geotectônica.....	20
Introdução.....	20
Posicionamento geotectônico.....	20
Acervo estrutural	23
Discussões e interpretações	36

Síntese Estrutural.....	42
III.2 – Estratigrafia das sequências metassedimentares portadoras de BIFs.....	43
Introdução.....	43
Posicionamento geológico	43
Proposta estratigráfica para os Grupos Serra da Serpentina e Serra de São José.....	49
Considerações sobre a mudança estratigráfica proposta.....	64
III.3 – Estudos Geocronológicos	68
Introdução.....	68
Coleta e preparação das amostras	69
Resultados.....	74
Discussões e interpretações.....	99
III.4 – Evento Hidrotermal	106
Introdução.....	106
Amostragem e procedimentos analíticos	108
Resultados.....	108
Discussões e Interpretações.....	112
Composição e fonte dos fluidos hidrotermais.....	115
Condutos para os fluidos	116
III.5 – Geoquímica das Formações Ferríferas Bandadas.....	119
Introdução.....	119
Amostragem e análises.....	121
Resultados.....	122
Análise da contaminação por material clástico continental.....	144
Análise da influência de elementos de origem hidrotermal e hidrogênica.....	151
Variações temporais	156
Análise do estado de oxirredução do ambiente deposicional	159
Comparações com outras formações ferríferas bandadas.....	162
Discussões e Interpretações.....	170
III.6 – Evolução geológica	189
Deposição do Grupo Serra da Serpentina	189
Deposição do Grupo Serra de São José	193

Inversão Tectônica das bacias sedimentares.....	194
IV – CONCLUSÕES	196
V - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	198
ANEXOS	215

SUMÁRIO DE FIGURAS

Figura I.2.1 – Gráficos de distribuição de frequência e volume de BIFs precambrianas conforme a idade (Huston & Logan 2004). A Tabela I.2.1 contem a lista das formações ferríferas consideradas.....4	
Figura I.2.2 – Idade de deposição das principais formações ferríferas bandadas do mundo (Posth <i>et al.</i> 2011).....11	
Figura I.3.1 – (A) e (B) Localização da área de estudo (Figura III.1.2) na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. (figuras adaptadas de Pinto & Silva 2014).14	
Figura III.1.1 – (A) Mapa da América do Sul mostrando a distribuição geográfica dos crátons. (B) Localização da área estudada (retângulo vermelho) na borda sudeste do Cráton São Francisco (figura adaptada de Marshak <i>et al.</i> 2006).....21	
Figura III.1.2 – (A) Mapa geológico-estrutural da área em estudo. Versão Colorida em escala 1:50.000 em anexo. (B) Localização da área estudada em mapa geológico regional (figura adaptada de Pinto & Silva 2014).26	
Figura III.1.3 – (A) Modelos de desenvolvimento de dobras por propagação de falhas segundo Jamison (1987). Neste modelo o ângulo entre o flanco longo e o flanco curto frontal se relaciona com a variação de espessura sofrida pelo flanco frontal durante a formação da dobra. Flancos frontais invertidos apresentam diminuição da espessura das camadas. e = espessura pré deformação. ef = espessura do flanco frontal pós deformação. (B) Modelos de ruptura da dobra pelo avanço rápido da falha segundo Mitra (1990) e Suppe e Medwedeff (1990). (C) Conjuntos de escamas de falhas interligadas por um plano de descolamento basal. C1 = modelo com dobras por propagação de falha segundo Suppe (1985). C2 Modelo com dobras por Trishear segundo Erslev (1991). (D) Ruptura de uma dobra Trishear pelo avanço rápido da falha.....27	
Figura III.1.4 – (A) Dobra F1 assimétrica, com espessamento de charneira em BIFs da Fm. Serra da Serpentina. (B) Dobra assimétrica relacionada à falha em BIFs da Fm. Serra do Sapo. Neste caso o flanco curto não está invertido a charneira é arredondada e o eixo tem orientação norte/sul, perpendicular a direção de transporte de massas. Vista de sul para norte, em corte. (C) Dobra com flanco curto invertido em quartzito do Sg. Espinhaço a florando 5 km a sul de Conceição do Mato Dentro. A faixa cinza indica a região de uma zona de cisalhamento com movimentação de empurrão. A dobra foi formada durante o desenvolver da falha e posteriormente foi cortada por ela.....28	
Figura III.1.5 – Fotografia de dobra associada à falha, observada em corte leste oeste em itabiritos da Fm Serra do Sapo. Afloramento no leito do Ribeirão das Lages ao norte de Morro do Pilar. Vista de sul para norte. Na porção interior da estrutura a falha (traço vermelho) corta o flanco invertido da dobra (1). As camadas na parte inferior da falha também sofreram deformação (2). No topo da terminação da falha a dobra é aberta, sem flanco invertido (3).29	
Figura III.1.6 – (A) Conjunto de dobras assimétricas intrafoliares. (F1), apertadas, em itabirito, com eixo leste/oeste. (B) Dobra em bainha (F1) centimétrica, em itabirito. Este tipo de dobra indica deformações dúcteis de grande magnitude. (C) (D) (E) Exemplo de dobras de charneiras arredondadas com eixo norte/sul, observada em itabirito. (F) Dobras em itabirito com flancos sofrendo processo de transposição pela xistosidade de plano axial. Todos os itabiritos destas fotos são da Fm. Serra do Sapo.30	

Figura III.1.7 – Diagramas de Igual-área indicando as atitudes de L1 (Lineação de estiramento), S0 (acamamento) e S1 (foliação milonítica) ao longo da área mapeada.	31
Figura III.1.8– (A) e (B) Zona de cisalhamento com intercalações de filonitos e milonitos de quartzitos (Fm. Meloso). Foliação milonítica muito bem marcada e veios de quartzo rompidos e estirados. (C) Xistosidade marcada por anfibólios, biotitas e feldspatos estirados em anfibolito da Suíte Pedro Lessa. (D) Veios de quartzo dobrados isoclinalmente e com rompimento dos flancos isolando charneiras que se assemelham a seixos dentro de quartzito da Fm. Itapanhoacanga. Pseudo-conglomerados são frequentemente criados desta maneira. (E) Milonito micáceos (filonito) da Fm. Meloso com foliação milonítica muito bem desenvolvida.(F) Itabirito da Fm. Serra do Sapo cisalhado mostrando foliação milonítica bem desenvolvida e bandamento original transposto.....	32
Figura III.1.9 – (A) Orientação linear de hematita e quartzo por estiramento mineral em plano de xistosidade S1 em itabirito da Fm. Serra do Sapo. (B) Lineação de estiramento mineral de grãos de quartzo em plano de foliação milonítica (S1) em quartzito da Fm. Itapanhoacanga. (C). Estiramento de clastos em metaconglomerado da Fm. Lapão. Os seixos chegam a apresentar razões entre o maior e o menor eixo de 30/1 neste plano do afloramento. (D) Orientação linear de cristas rochosas em afloramento de itabirito da Fm. Serra do Sapo. Estas cristas refletem a orientação linear das hematitas estiradas no itabirito. (E) Orientação linear por estiramento de clastos em metaconglomerado da Fm. Itapanhoacanga, observada no plano da xistosidade S1. Todas as orientações lineares mostradas nestas fotos são paralelas ao mergulho das camadas nos afloramentos fotografados e à direção geral de transporte de massas: leste/oeste.	33
Figura III.1.10 – Exemplos de dobras F3 assimétricas, com flanco curto a leste, clivagem de crenulação como plano axial com vergência para leste. (A) Dobra assimétrica em quartzitos da F. Itapanhoacanga. Vista em corte. Flanco oeste sub-horizontal e flanco leste verticalizado. Foliação de crenulação, plano axial da dobra, com mergulho de 45° para oeste. O eixo tem rumo N30E e caimento sub-horizontal.(B) Dobras assimétricas em itabirito da Fm. Canjica com charneiras angulosas. (C) Formação ferrífera bandada da Fm. Canjica mostrando o padrão de dobra assimétrico em corte Leste-Oeste verticalizado. O flanco leste é curto e tem mergulho alto. O flanco oeste é longo e sub-horizontal. Uma foliação de crenulação de atitude média N15E/50 NW é plano axial destas dobras. (D) Dobras assimétricas em itabirito da Fm. Canjica. (E) Crenulações com clivagem de crenulação com vergência para leste em quartzo-mica xisto da Fm. Itapanhoacanga. (F) Clivagem de crenulação em quartzito da Fm. Itapanhoacanga vergindo para leste, com senso de movimentação indicando movimentação do topo para leste, isto é uma movimentação como um cisalhamento normal. Todos os afloramentos mostrados nesta figura se situam na Serra dos Alves ao norte de Serro (Figura III.1.2 B).	34
Figura III.1.11 – Clivagens de crenulação CR1 observadas em rochas filíticas e xistosas. (A) - Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-MPD-8-502. Hematita-sericita xisto milonítico da Fm. Meloso. Detalhe da foliação cisalhada, definida pela presença de filmes/cordões de sericita associados a algum quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 10x, ocular de 10x. (B) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-514. Clorita-quartzo-sericita xisto com grafita (milonito) da Fm. Meloso. Detalhe da foliação dobrada e transposta, definida pela orientação das faixas/filmes/cordões de sericita + clorita associado- entremeados por agregados poligonizados de quartzo. Notar cristais de minerais opacos impregnando os filossilicatos. Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (C)- Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-023-502. Epidoto-carbonato-sericita-quartzo xisto da Sequência Rio Mata Caval. Detalhe da foliação crenulada. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x (D) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-509. Quartzo-sericita xisto milonítico fa Fm. Itapanhoacanga. Detalhe da foliação crenulada, definida pela	

presença cristais de sericita impregnados por grafita. Notar cristais residuais de biotita (1), bem como pontuações de turmalina (2). Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 5x, ocular de 10x.35

Figura III.1.12 - Mapa de blocos estruturais da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional. Os Blocos são definidos pelas falhas e contem em seu interior o empilhamento estratigráfico preservado. Cidades e vilas: ITA = Itapanhoacanga; SSB = São Sebastião do Bom Sucesso (Sapo); CMD = Conceição do Mato Dentro; SJM = São José do Meloso; MPL = Moorro do Pilar e SAR = Santo Antônio do Rio Abaixo.38

Figura III.1.13 – (A) Vista da seção vertical, longitudinal, de uma modelagem física de sistema de falhas de empurrão feita por Ribeiro, (2001). As camadas, originalmente em posição horizontal (como à esquerda na fotografia) foram comprimidas (da direita para a esquerda) por um anteparo posicionado na borda direita da foto. As camadas são formadas por areia colorida. A deformação obtida simula sistemas de falhas de empurrão observadas na natureza. O transporte geral das massas é da direita para a esquerda, mas ocorre também a formação de retro-cavalgamentos (isto é, cavalgamentos com movimentação de massas contrária ao sentido de compressão) e de dobras a eles associados, no canto superior direito da foto. (B) Interpretação da fotografia do modelo físico mostrado na Figura 9A. Observe que os retro-cavalgamentos do canto direito da figura atingem as primeiras falhas de empurrão formados no modelo (de números 1 e 2). Estes falhas estão dobradas e até falhadas pelos retro-empurrões. Os números indicam a ordem de geração das falhas. As setas indicam o sentido de movimentação das massas. Figura retirada integralmente de Ribeiro (2001).40

Figura III.1.14 - (A) Experimento de modelagem física da formação de sistemas de cavalgamentos feito por Merle e Abidi (1995). Desenho esquemático feito por Merle e Abidi (1995) para ilustrar a gênese de retro-cavalgamentos e/ou de dobras assimétricas por sobre rampas de falhas de empurrão, ambos com movimentação de massas contrária a direção geral de transporte e compressão. Diferenças de comportamento reológico explicam a formação de estruturas rúpteis ou de estruturas dúcteis. Os números indicam a ordem de formação das falhas e as setas indicam a direção de transporte de massas, que, nesta figura é da esquerda para direita. (B) Veja em destaque dentro dos círculos vermelhos, como se formam dobras assimétricas com planos axiais com vergência contrária a direção principal de compressão. A direção de compressão é da esquerda para a direita, nesta figura. Figura adaptada de Merle e Abidi (1995).41

Figura III.2.1 – Afloramentos do Grupo Serra da Serpentina na serra homônima. As cristas rochosas no alto são afloramentos de itabiritos. (F) a crista superior é de itabiritos e a crista inferior, na meia encosta é formada por filitos cinza.45

Figura III.2.2 Rochas do Complexo Guanhães na área estudada. (A) - Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-015-502. Milonito de rocha ígnea, hidrotermalizada. Detalhe da foliação definida pela orientação dos agregados poligonizados de quartzo e algum carbonato, associados/entremeados aos cordões/filmes de sericita. Notar clasto de plagioclásio (PL). Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x. (B) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-MPD-5-503. Plagioclásio-sericita-quartzo xisto milonítico com titanita (milonito de rocha granítica). Detalhe da foliação conferida pela orientação dos agregados recristalizados de quartzo e plagioclásio entremeados por cordões de sericita. Notar clasto estirado de plagioclásio. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (C) - Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-023-504. Milonito de biotita granito com alanita, titanita e ilmenita. Detalhe da matriz composta por agregados recristalizados e orientados de feldspatos e quartzo, associados aos filmes de filossilicatos. Notar porfiroclastos de plagioclásio saussuritizado. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (D) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-501. Milonito de tonalito/granodiorito. da rocha.

Detalhe da foliação definida pela orientação dos agregados poligonizados de quartzo e feldspatos associado-entremeados por filmes/cordões anastomosados de mica branca. Notar clasto estirado de plagioclásio. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x.....	48
Figura III.2.3: Coluna estratigráfica das sequencias portadoras de formações ferríferas na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. CJ = Fm. Canjica; JC = Fm. Jacém; LP = Fm. Lapão.	50
Figura III.2.4 – Petrografia microscópica de rochas da Formação Meloso.....	51
Figura III.2.5 – Petrografia microscópica de rochas da Formação Meloso. (A) - Fotomicrografia de filito hematítico (luz transmitida). Amostra AG 59. Filito ferruginoso com intercalações de mica branca e óxidos de ferro: hematitas com restos de magnetita no centro dos cristais sugerindo processos de martitização na formação das hematitas. Quartzo e turmalina são acessórios. (B) - Mesma rocha de (A) analisada sob luz refletida. Os cristais brancos são hematitas.	52
Figura III.2.6 - Amostra: 75 - 21,60 - Itabirito quartzoso constituído por bandas silicosas e bandas ricas por óxidos de ferro, com veios de calcita cortando a rocha. Fotomicrografias mostrando as microestruturas e a mineralogia da rocha. A – Agregados de cristais de hematita tabulares com orientação de forma, cristais granulares de magnetita (Mt) e cristais de hematita (Hem) produto da martitização da magnetita. B – Cristal de magnetita (Mt) com transformação na borda para hematita (seta). C – Veios de calcita cortando a rocha (CA). D – Bandas de quartzo com formas poligonais portando cristais de óxidos de ferro possivelmente pós – cinemáticos. E – Mosaico de seções delgadas mostrando a textura da rocha com cristais de hematita (Hem) resultantes da martitização da magnetita (Mt). Alguns cristais foram totalmente transformados em hematita, outros parcialmente como mostram as setas. Cristais de magnetita também ocorrem preservados.....	55
Figura III.2.7 - Fotomicrografias de itabiritos (A) – Amostra 17-93,19. Níveis mais ricos em quartzo (QZ) alternados por níveis compostos por hematita (HM) + quartzo. Luz refletida nicóis semi-cruzados. (B) Amostra 75-21,60. Níveis compostos ora essencialmente de quartzo ora por quartzo+ óxidos de ferro. Luz transmitida, nicóis semi-cruzados. (C) - Amostra 75-21,60. Detalhe da carbonatação e dos cristais bem desenvolvidos de magnetita (MG). Luz transmitida, nicóis cruzados. (D) - Amostra 75 - 21,60. Cristais bem desenvolvidos de magnetita (MG), bem como de hematita granular (HG) e lamelar (HL). Luz refletida, nicóis paralelos. (E) Amostra MOPI-RPC-FSD-017-s507. Detalhe de itabirito contendo minerais de origem hidrotermal (carbonatos e turmalina). Blastos de carbonato (CA) e cristais finíssimos e alinhados de turmalina (TU). Luz transmitida, nicóis cruzados. (F) Mesma rocha de (E) com mais minerais não primários em um itabirito. Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-017-507. Detalhe da foliação anastomosada, definida pela orientação dos granoblastos de quartzo e plagioclásio, associados aos cordões de palhetas intergranulares de sericita. Notar cristais desenvolvidos de magnetita (MG) e raros cristais de granada (GR). Luz transmitida, nicóis cruzados.	56
Figura III.2.8 – Detalhe da estratigrafia entre o topo da Fm. Serra do Sapo e a base do Grupo Serra de São José. (A) Quartzito grosso com seixos esparsos da Fm. Itapanhoacanga. (B) Metaconglomerado matriz suportados da Fm. Itapanhoacanga. (C) Ritmitos psamíticos da Fm. Itapanhoacanga. (D) Metaconglomerado da base da Fm. Lapão com níveis monomíticos (E) de clastos de formações ferríferas. (F) Brecha de formações ferríferas bandadas do topo da Fm. Serra do Sapo. DE = Discordância erosiva	58
Figura III.2.9 Metaconglomerados da Fm. Lapão. (A) e (B) Níveis ricos em clastos de formações ferríferas são observados na porção basal da Fm. Meloso. (C) Metaconglomerado polimítico, seixo suportado. (D) Metaconglomerado polimítico, matriz suportado (E) Metaconglomerado polimítico,	

matriz suportado (F) Metaconglomerado polimítico, matriz suportado com clastos muito estirados e dobrados.	59
Figura III.2.10: Vista da Serra de São Jose (a oeste de Itapanhoacanga) de sul para norte. A leste está o Grupo Serra de São José e a oeste o Grupo Guinda do Supergrupo Espinhaço.	60
Figura III.2.11 – (A), (B), (C) e (D). Metaconglomerados de grânulos e seixos esparsos da Fm. Itapanhoacanga. (E) Afloramento de metaconglomerados de grânulos da Fm. Itapanhoacanga. (F) Afloramento de quartzitos da Fm. Itapanhoacanga.	62
Figura III.2.12 – (A) Mapa estrutural simplificado com os blocos tectônicos individualizados (1 a 7). As colunas mostram o empilhamento estratigráfico dentro de cada bloco. As cores representam as unidades geológicas como na Figura III.1.2. As unidades maiores estão indicadas nas barras a esquerda das colunas (SS – Grupo Serra da Serpentina; SSJ – Grupo Serra de São José; ES – Supergrupo Espinhaço). As colunas 4N e 4S mostram a estratigrafia em diferentes domínios sedimentares de um mesmo bloco, mostrando uma variação lateral de fácies.	67
Figura III.3.2 – Imagem BSE de grãos de zircão da amostra 6160 mostrando os pontos analisados e a idade do sobre crescimento de xenotima ($682 \text{ Ma } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).	75
Figura III.3.3 – Gráfico com concórdia dos dados da amostra 6160 mostrando intercepto superior em $2711 \pm 6 \text{ Ma}$ e intercepto inferior em $696 \pm 38 \text{ Ma}$	75
Figura III.3.4 – Detalhe do grão de zircão k1 da amostras 6160 mostrando idades de zircão e de xenotima obtida usando um ponto analítico de $10\mu\text{m}$ de diâmetro. Nota-se também a qualidade ruim do zircão, muito fraturado e rico em inclusões.	76
Figura III.3.5 - Detalhe do grão de zircão j9 mostrando duas cavidades preenchidas por xenotima. A maior das xenotimas tem tamanho para ser analisada, mas as inclusões de minerais opacos afetariam os resultados.	76
Figura III.3.6 - Imagem BSE mostrando a população de grãos de zircões da amostra 6666, onde os círculos indicam os locais de análises. As áreas mais claras são áreas de recristalização hidrotermal dos grãos de zircão.	77
Figura III.3.7 - Exemplos de idades obtidas (detríticas e hidrotermais) em grãos de zircões da amostra 6666. Imagem BSE. As áreas mais claras, nos grãos de zircão, são áreas de recristalização hidrotermal do zircão destes grãos.	78
Figura III.3.8 - Grão de zircão (d.5) mostrando sobre crescimento de xenotima datada em 544 Ma em zircão da amostra 6666.	79
Figura III.3.9 - Diagrama de frequência das idades de grãos de zircões detríticos ($n=30$) para a amostra 6666.	80
Figura III.3.10 - Imagem BSE dos grãos de zircões da amostra 6667 onde os locais analisados estão marcados com círculos vermelhos.	81
Figura III.3.11 - As análises discordantes com 1814 , 1817 e 1894 Ma da amostra 6667 são tentativamente agrupadas na população com 2060 Ma , porem suas idades não foram consideradas para o gráfico de frequência cumulativa.	82
Figura III.3.12 - A análise discordante com 2334 Ma da amostra 6667 está alinhada com a população com 2771 Ma , porem sua idade não foi considerada para o gráfico de frequência cumulativa.	82

Figura III.3.13 - Diagrama densidade-probabilidade com as idades dos grãos de zircões da amostra 6667.....	83
Figura III.3.14 - Imagem BSE dos grãos de zircões da amostra 6668, onde os locais analisados estão marcados com círculos verdes.....	84
Figura III.3.15 - O grão de zircão aparentemente mais novo da amostra 6668 tem uma idade discordante que pode refletir perda irregular de Pb radiogênico. Sua idade pode ser mais antiga, pois as relações isotópicas estão na mesma linha de regressão dos grãos de zircões com 2040 Ma. As idades calculadas pelo intercepto superior das linhas de regressão não foram usadas nos gráficos de frequência nem nas interpretações dos resultados obtidos.	84
Figura III.3.16 - Histograma e curva de probabilidade com as idades dos grãos de zircões detríticos da amostra 6668	85
Figura III.3.17 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões datados na amostra JC 176.	86
Figura III.3.18 – Dados dos grãos de zircões datados na amostras JC 176 plotados em concórdia. As idades calculadas pelo intercepto superior das linhas de regressão não foram usadas nos gráficos de frequência nem nas interpretações dos resultados obtidos.	86
Figura III.3.19 – Imagem BSE de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos representam os locais analisados.	87
Figura III.3.20 – Imagem de catodoluminescência de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos representam os locais analisados.	87
Figura III.3.21 – Imagem catodoluminescência de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos em vermelho representam os locais analisados.	88
Figura III.3.22 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões detríticos datados na amostra Beбето1.....	91
Figura III.3.23 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões detríticos datados na amostra Beбето2.....	91
Figura III.3.24: (A) Mapa de localização do Cráton São Francisco. (B) Desenho esquemático do Cráton do São Francisco Craton e do Orógeno Neoproterozoico Araçuaí (de acordo com Almeida 1977; Mantesso-Neto <i>et al.</i> ; 2004; Alkmim <i>et al.</i> 2006). (C) Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e do Cráton São Francisco adjacente, destacando as principais unidades litotectônicas que foram fontes dos grãos de zircão detrítico encontrados nas amostradas datadas. (modificado a partir de Teixeira <i>et al.</i> 1996; Silva <i>et al.</i> 2002; Souza <i>et al.</i> 2003; Mantesso-Neto <i>et al.</i> 2004; Barbosa & Sabaté 2004; Noce <i>et al.</i> 2007a; Noce <i>et al.</i> 2007b; Danderfer <i>et al.</i> 2009; Pinto & Silva 2014).....	100
Figura III.3.25 – (A) Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na porção central da Serra do Espinhaço meridional (modificada de Martins-Neto 2000; Chemale Jr. <i>et al.</i> 2012).	105
Figura III.4.1 – Imagem BSE de grãos de zircões detrítico da amostra 6666 da Formação Itapanhoacanga. Muitos grãos são metamíticos (ZM) contendo muitas inclusões (áreas negras) e exibem feições de dissolução com cristalização de zircões hidrotermais (áreas em cinza claro).	107
Figura III.4.2 – (A) Grão de zircão detrítico (amostra 6666 – Fm. Itapanhoacanga) com um crescimento de xenotima hidrotermal em sua borda. (B) Grão de zircão ígneo (amostra 6160 – metagranito Jacém) com crescimento de xenotima hidrotermal em cavidades.....	107

Figura III.4.3 – Mapa geológico simplificado da porção oeste do Orógeno Araçuaí e da borda leste do Cráton São Francisco mostrando a localização de amostras, de eventos hidrotermais e de depósitos de Au-Pd-Pt do tipo Jacutinga (listados na Tabela III.4.2). Cidades: BH = Belo Horizonte, MA = Mariana, IT = Itabira, SM = Santa Maria de Itabira, DG = Dolores de Guanhanes, MP = Morro do Pilar, CMD = Conceição do Mato Dentro, GU = Guanhanes, SE = Serro, DI = Diamantina.	109
Figura III.4.4 – Concordia para os resultados de zircão hidrotermal.	111
Figura III.4.5 – (A) Grãos de zircão (amostra 6666) apresentando características metamíticas e fraturamentos (Fr) com reprecipitação de zircão hidrotermal (áreas cinza claro). (B) Feições de corrosão de borda (Cr) e sobrecrecimento de xenotima hidrotermal em zircão ígneo (amostra 6160).	111
Figura III.4.6 – Minerais hidrotermais sin a pós-tectônicos em quartzito da Formação Itapanhoacanga. (A) Epidoto (Ep), magnetita (Mt) e clorita (Chl). (B) Dumortierita (Dmt).....	114
Figura III.4.7 – Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí mostrando a localização dos pontos amostrados, as suítes graníticas relacionadas ao Orógeno Araçuaí e a possível direção do fluxo de fluidos hidrotermais relacionados à granitogênese orogênica. Eventos hidrotermais assinalados estão listados na Tabela III.4.2. Cidades: BH - Belo Horizonte; GV - Governador Valadares; IT - Itabira; SA - Santo Antonio do Rio Abaixo; SE - Serro; VI - Vitória (mapa modificado de Silva <i>et al.</i> 2011).	117
Figura III.5.1 – Resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.	124
Figura III.5.1 – Resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).	125
Figura III.5.2 – Médias dos resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.	126
Figura III.5.3 – Resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.	129
Figura III.5.3 – Resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).	130
Figura III.5.4 – Médias de resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.	131
Figura III.5.5 – Gráficos de Terras Raras normalizadas ao PAAS por região amostrada.	133
Figura III.5.5 – Gráficos de Terras Raras normalizadas ao PAAS por região (continuação).	134
Figura III.5.6 - Gráficos de valores médios de Terras Raras normalizadas ao PAAS, todas as regiões. Valores listados na Tabela III.5.6.	135
Figura III.5.7 – Gráfico da relação entre Ce/Ce*SN e Pr/Pr*SN usado para definir anomalias verdadeiras de Cério (Bau & Dulski 1996). As áreas cinza são as regiões de anomalias verdadeiras de Cério. Foram colocados no gráfico dados de águas superficiais de oceanos modernos (elipses negras); crostas hidrogenéticas ferro-manganesianas (elipses brancas) e águas profundas de oceanos modernos (retângulos brancos) conforme Kato <i>et al.</i> 2006. Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga), Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação com BIFs arqueanas e do final do Paleoproterozoico (Pecoits 2010).	138

Figura III.5.8 – Valores de Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) por região.....	139
Figura III.5.8 - Valores de Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).....	140
Figura III.5.9 - Valores médios de elementos Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) para todas as regiões.....	141
Figura III.5.10 – (A) Conteúdo de alumina (Al_2O_3 - % em peso) por amostra. Conteúdos de Al_2O_3 maiores que 1,5% podem indicar contaminação das BIFs por material detrítico . (B) Conteúdo total de elementos Terras Raras. (C) Razão entre os conteúdos de Terras Raras Leves (TRL) e Terras Raras Pesadas (TRP). (D) Valor da anomalia de Ce. Os 4 gráficos são colocados lado a lado nesta figura para facilitar a visualização das relações entre a contaminação detrítica, o conteúdo total de Terras Raras, a partição entre Terras Raras leves e pesadas e a anomalia de Ce. Veja o texto para discussões.....	146
Figura III.5.11 – Correlações entre elementos litófilos (Al, Ti, Zr, Th, Sc e Hf) indicam contaminação por detritos continentais.....	149
Figura III.5.12 – Relação entre conteúdo de Al_2O_3 e conteúdo total de Terras raras por amostra.....	150
Figura III.5.13 – Gráfico da razão Y/Ho versus valores da anomalia de Cério (Ce/Ce*). Valores da Y/Ho próximos a 27 podem indicar a contaminação da BIF por sedimentos clásticos.....	150
Figura III.5.14 – Uso dos elementos Terras Raras Sm e Eu normalizados ao condrito (Taylor & McLennan 1985; Bau 1993) para determinação do percentual de detritos clásticos em BIFs.....	151
Figura III.5.15 – Gráfico da razão Sm/Yb versus os valores da anomalia de Európio (Eu/Eu*), normalizadas ao condrito (CN), com os dados geoquímicos das amostras de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Santo Antônio do Rio Abaixo e Serro. Este tipo de gráfico é usado para se avaliar as fontes dos elementos químicos presentes na bacia sedimentar durante a deposição das formações ferríferas (Alexander <i>et al.</i> ,2008; Pecoits 2010). Estão demarcados os campos onde se posicionam a água do mar (Alibo & Nozaki 1999); os fluidos hidrotermais de baixa temperatura (fluidos oriundos de processos metamórficos hidrotermais (Michard <i>et al.</i> 1993); os depósitos de ferro de origem hidrotermal de baixa temperatura (Puteanus <i>et al.</i> 1991); as crostas hidrogenéticas de Fe e Mn (Bau <i>et al.</i> 1996); os xistos pós Arqueano – PAAS (Taylor & McLennan 1985). Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga), Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação (Pecoits 2010). Os dados das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço se espalham a partir do entorno do campo da água do mar até as proximidades do campo de fluidos hidrotermais de baixa temperatura. Veja o texto para discussões. Figura modificada de Alexander <i>et al.</i> 2008 e Pecoits 2010.....	153
Figura III.5.16 – Gráfico da razão Sm/Yb versus a razão Eu/Sm, ambas normalizadas ao condrito (CN), com os dados geoquímicos das amostras de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Santo Antônio do Rio Abaixo e Serro. Este tipo de gráfico é usado para se avaliar as fontes dos elementos químicos presentes na bacia sedimentar durante a deposição das formações ferríferas (Alexander <i>et al.</i> 2008; Pecoits 2010). Estão demarcados os campos onde se posicionam a água do mar (Alibo & Nozaki 1999); os fluidos hidrotermais de baixa temperatura (fluidos oriundos de processos metamórficos hidrotermais (Michard <i>et al.</i> 1993); os fluidos hidrotermais de alta temperatura (Bau & Dulski 1999); os depósitos de ferro de origem hidrotermal de baixa temperatura (Puteanus <i>et al.</i> 1991); as crostas hidrogenéticas de Fe e Mn (Bau <i>et al.</i> 1996). Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga),	

Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação (Pecoits 2010).....	154
Figura III.5.17 – (A) Gráfico de análise de componentes hidrotermal e detrítico. (B) ampliação da escala do gráfico na região onde se posicionaram as BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional. Metapelitos do Grupo Serra da Serpentina foram também analisados (Tabela III.5.22) e colocados neste gráfico para comparação. As curvas identificam misturas teóricas entre sedimentos hidrotermais puros representados por elevadas concentrações de Fe e Mn e sedimentos detríticos siliciclásticos.	155
Figura III.5.18 – Anomalias de Gd e La normalizadas ao PAAS. Ambientes marinhos (área em cinza no gráfico) tem caracteristicamente anomalias positivas de Gd e de La. De todas as amostras analisada, 9 (16%) mostram valores negativos de anomalias de La e 6 amostras (11%) tem valores negativos de Gd. Serro é o local onde percentualmente ocorre o maior numero de amostras fora do campo do ambiente marinho de deposição. Veja a Tabela III.5.15 para obter os valores plotados neste gráfico	156
Figura III.5.19 – Variações temporais de valores de Terras Raras encontradas em formações ferríferas bandadas conforme Planavsky <i>et al.</i> 2010. A barra mais escura indica valores encontrados nas BIFs da Fm. Canjica e a barra mais clara indica valores de BIFs da Fm. Serra do Sapo.	157
Figura III.5.20 – Modelo de evolução da estrutura de oxirredução de bacias oceânicas baseado em geoquímica de 18 formações ferríferas bandadas com idade variando de 3,0 Ga a 1,88 Ga conforme Planavsky <i>et al.</i> 2010. (A) Modelo de deposição em bacias do início do Paleoproterozoico. (B) Padrões de Terras Raras e Ítrio (normalizados ao PAAS) para bacias do início do Paleoproterozoico incluindo os padrões para as regiões estudadas. (C) Modelo de deposição em bacias do início do Arqueano e do final do Paleoproterozoico. (B) Padrões de Terras Raras e Ítrio (normalizados ao PAAS) para bacias do Arqueano e do final do Paleoproterozoico Veja texto para discussão.	158
Figura III.5.21 – Análise de estado oxi-redutor do paleo-ambiente deposicional.....	160
Figura III.5.21 -- Análise de estado oxi-redutor do paleo-ambiente deposicional (continuação).....	161
Figura III.5.22 - Elementos maiores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006).....	162
Figura III.5.22 - Elementos maiores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006). Continuação.....	163
Figura III.5.23 - Elementos menores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006).....	164
Figura III.5.23 - Elementos menores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006) (continuação).....	165
Figura III.5.24 – Teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006).....	166
Figura III.5.24 – Teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006) (continuação).....	167
Figura III.5.25 – Médias de teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006) por região.	168
Figura III.5.26 – Gráfico de teores médios de elementos Terras Raras das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional comparados com Quartzito Itabirito do Quadrilátero Ferrífero (Spier <i>et al.</i> 2007) e a BIFs enriquecidas em ferro de Carajás(Figueiredo e Silva <i>et al.</i> 2008; Klein & Ladeira 2002).....	169

Figura III.6.1 – Modelo de desenvolvimento de bacia Serra da Serpentina. 1 – Abertura da bacia após a intrusão dos corpos ultramáficos do Complexo Alvorada de Minas e da Sequência Vulcano-sedimentar Rio Mata cavalo. 2 – Deposição do Grupo Serra da Serpentina com litotipos e distribuição espacial dos sedimentos semelhante ao modelo da Figura III.6.2.	190
Figura III.6.2 – Modelo de distribuição de sedimentos químicos e detríticos em uma bacia com formação ferrífera (figura adaptada de Beukes & Gutzmer 2009).....	192
Figura III.6.3 – Modelo de desenvolvimento da bacia do Grupo Serra de São José. Estágio inicial com a instalação de falhas normais, abaixamento do nível do mar, erosão do Grupo Serra da Serpentina e deposição da Formação Lapão. As rochas subvulcânicas da Suíte Conceição do Mato Dentro se intrudem como soleiras entre o embasamento gnáissico-granítico arqueano e a base sedimentos.Figura III.6.4 – Modelo de desenvolvimento da bacia do Grupo Serra de São José. Estágio final com inundação do rifte, subida do nível do mar e a deposição da sequencia transgressiva da Formação Itapanhoacanga, culminando no ápice da transgressão, com a deposição da Formação Canjica.....	194
Figura III.6.5 – Figura mostrando a inversão tectônica das bacias sedimentares dos grupos Serra da Serpentina e Serra de São José. Evento compressivo com transporte de massas de leste para oeste gera filhas e zonas de cisalhamento que delimitam blocos tectônicos com estratigrafia preservada. Evento hidrotermal tardi a pós tectônico modifica a mineralogia das rochas atingidas e gera xenotimas e sobrecrecimento de zircões hidrotermais datados em ca. 500 Ma, além de criar corpos enriquecidos em ferro, especularíticos, xistosos, nas formações ferríferas.	195

SUMÁRIO DE TABELAS

Tabela I.2.1 – Idade de formações ferríferas pré-cambrianas (Huston & Logan 2004).....	5
Tabela III.3.1 – Amostras coletadas para datação.....	70
Tabela III.3.2 – Dados analíticos das amostras datadas – SHRIMP.	92
Tabela III.4.1 – Resultados das datações SHRIMP de minerais hidrotermais.....	110
Tabela III.4.2 – Ocorrências de eventos hidrotermais relacionados ao Orógeno Araçuaí no Cinturão de falhas e dobras Serra do Espinhaço. Veja a Figura III.4.3.	118
Tabela III.5.1 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos maiores	122
Tabela III.5.1 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos maiores (continuação)..	123
Tabela III.5.2 – Valores médios de elementos maiores normalizados ao PAAS por região.....	126
Tabela III.5.3 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos menores.....	127
Tabela III.5.3 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos menores (continuação).	128
Tabela III.5.4 – Valores médios de elementos menores normalizados ao PAAS por região.....	131
Tabela III.5.5 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos Terras Raras.....	132
Tabela III.5.6 – Valores médios de elementos Terras Raras normalizados ao PAAS, por região.	135
Tabela III.5.7 – Razão Pr/Yb normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985).....	136
Tabela III.5.8 – Anomalia de Európio normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)	136
Tabela III.5.9 – Anomalia de Cério normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)	137
Tabela III.5.10. Percentual de anomalias negativas e positivas verdadeiras de Cério por região.	137
Tabela III.5.11 – Valores das anomalias de Ítrio normalizadas ao PAAS.	138
Tabela III.5.12 – Valores médios de elementos Terras raras normalizadas ao condrito condrito (Taylor & McLennan 1985)	141
Tabela III.5.13 – Anomalia de Európio normalizado ao condrito (Taylor & McLennan 1985).	142
Tabela III.5.14 – Razão Pr/Yb normalizados ao Condrito (Taylor & McLennan 1985).....	142
Tabela III.5.15 – Síntese de valores de anomalias e razões de Terras Raras por amostra, normalizadas ao PAAS (Taylor & McLennan 1985).	143
Tabela III.5.16 – Valores da razão Y/Ho.	145
Tabela III.5.17 - Tabela de correlação de Pearson entre elementos químicos (BIFs da Fm. Serra do Sapo de Conceição do Mato Dentro, Morro do Pilar e Santo Antônio). As maiores correlações estão assinaladas.....	146
Tabela III.5.17 - Tabela de correlação de Pearson entre elementos químicos – BIF da Fm. Canjica em Serro. As maiores correlações estão assinaladas. (Continuação)	148
Tabela III.5.18 - Classificação Redox dos ambientes deposicionais (Tyson & Pearson 1991)	159

Tabela III.5.19 – Média de teores de elementos Terras Raras normalizadas a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006)	168
Tabela III.5.20 – Dados utilizados para comparações entre BIFs conforme Figura III.5.26	169
Tabela III.5.21 – Resultados de análises químicas de amostras de formações ferríferas bandadas. CMD=Conceição do Mato Dentro	176
Tabela III.5.22. Análises químicas de metapelitos e metapsamitos finos do Grupo Serra da Serpentina.	188

LISTA DE ABREVIACOES

Abreviaoes Gerais

BIF: *Banded Iron Formation*

BSE: *Back-scattered electrons imaging*

CN: *Condrite Normalization*

EDS: *Energy Dispersive X-ray Detector*

ETR: Elementos Terras Raras

ETRL: Elementos Terras Raras Leves

ETRP: Elementos Terras Raras Pesados

FSD: Furo de sondagem diamantado

Fm: Formaao

GIF: *Granular Iron Formation*

GOE: *Great Oxidation Event*

Gr: Grupo

ICP-MS: *Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*

ICP-ES: *Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*

Mt: Milhoes de toneladas

PAAS: *Post-Archean Australian Shale*

QF: Quadrilátero Ferrfero

SHRIMP: *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

SN: *Shale Normalization*

Sg: Supergrupo

TTG: tonalito-trondjhemito-granodiorito

Abreviações minerais

(conforme Kretz 1983)

Amp: Anfibólio

Ap: Apatita

Bt: Biotita

Cb: Carbonato

Cl: Clorita

Ep: Epidoto

Gth: Goethíta

Hbl: Homblenda

Hem: Hematita

Ilm: Ilmeníta

Ky: Cianita

Mag: Magnetita

Mat: Martita

Ms: Muscovita

Py: Pirita

Qtz: Quartzo

Ser: Sericita

Tit: Titanita

Zr: Zircão

I – O PROBLEMA

I.1 - INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas localizadas na região de Conceição do Mato Dentro, a 150 km a nordeste de Belo Horizonte, na região centro-leste de Minas Gerais, são conhecidas desde o século XVIII quando descritas por Jose Vieira Couto (Memória sobre as minas da Capitania de Minas Gerais - 1801) e foram usadas para alimentar o primeiro alto forno da América do Sul, instalado em 1814 em Morro do Pilar (25 km ao sul de Conceição do Mato Dentro).

Apesar de serem conhecidas há tanto tempo, a idade destas formações, a estratigrafia da sequência que as contém, os processos tectônicos que as atingiram e sua relação com o Supergrupo Espinhaço e com o Supergrupo Minas são questões geológicas ainda sem respostas robustas.

Recentemente, a partir de 2005, com os aumentos dos preços dos minérios de ferro no mercado internacional, estas formações ferríferas passaram a ser alvo do interesse econômico de empresas de mineração. Estas empresas desenvolveram na região um intenso trabalho de exploração mineral, por meio de mapeamento geológico de detalhe, trabalhos geofísicos voltados especificamente para minérios de ferro e sondagens rotativas diamantadas que produziram mais de 250 mil metros de testemunhos. Estes trabalhos de exploração mineral geraram um enorme conjunto de dados novos que se tornaram uma fonte fundamental de informações acerca da geologia local e, principalmente, acerca das formações ferríferas.

Três grandes importâncias podem ser atribuídas às formações ferríferas da borda leste da Serra do Espinhaço:

- 1) A distribuição temporal da ocorrência de formações ferríferas bandadas é fator importante para o entendimento da evolução de toda a Terra. Sua concentração em frequência e volume está relacionada à evolução da vida na Terra, à evolução dos oceanos, da atmosfera e, conseqüentemente, às grandes mudanças ambientais do nosso planeta. As formações ferríferas são testemunhas importantes da tectônica dos supercontinentes, das dinâmicas e das movimentações mantélicas, da criação e destruição da crosta (Santosh 2010). O estudo das condições ambientais de deposição das formações ferríferas por meio da análise estratigráfica e das análises geoquímicas pode fornecer dados importantes a cerca da evolução geotectônica do planeta Terra;

- 2) As formações ferríferas bandadas são rochas de características distintas cuja origem e significado paleo-ambiental ainda são questões polêmicas e ricas em controvérsias. As formações ferríferas são formadas por deposição química, em ambiente marinho rico em oxigênio, por minerais ricos em ferro de origem hidrotermal. A presença de formações ferríferas em uma sequência estratigráfica cria restrições e especificidades para o ambiente deposicional e para a evolução estratigráfica desta sequência. Partindo destas premissas, o conhecimento da idade e estratigrafia das sequências portadoras de BIFs da região de Conceição do Mato Dentro pode fornecer dados significativos para a compreensão da evolução geológica do centro-leste do Estado de Minas Gerais;
- 3) As formações ferríferas sofrem processos epigenéticos e/ou hipogenéticos de enriquecimento em ferro. O entendimento dos processos de enriquecimento em ferro que atingiram as formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro pode facilitar os trabalhos de pesquisa mineral regionais, ora em andamento, por meio da definição de locais mais propícios para a localização de corpos hematíticos ricos, bem como para a localização regional de novos alvos prospectivos.

Dadas estas importâncias, o estudo das formações ferríferas e das sequências metassedimentares a elas associadas na borda leste da Serra do Espinhaço meridional é o foco principal deste trabalho.

I.2 - AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

Formações ferríferas bandadas são rochas formadas durante o Precambriano e não tem análogo sedimentar sendo formado nos ambientes deposicionais modernos. Sua gênese e ambiente deposicional ainda hoje continuam não completamente esclarecidos (Beukes & Gutzmer 2008), mas é largamente aceito que as mudanças seculares que ocorreram no estilo, forma e frequência de sua deposição têm uma intrínseca relação com paleoclima, geotectônica, evolução da hidrosfera, da atmosfera e da vida na Terra, configurando, desta forma, sua importância como fonte de informação para a compreensão da evolução de todo o planeta Terra (Bekker et al. 2010).

Além da importância científica, desde o século 19 as formações ferríferas bandadas têm sido a principal fonte mundial de minério de ferro e são, portanto, de grande importância econômica para a sociedade industrial, fortemente baseada no uso do aço como matéria prima.

Definição

Formações ferríferas bandadas são rochas sedimentares com teor de ferro acima de 15%, laminadas a bandadas por alternância de bandas ricas em minerais de ferro (Fe entre 20 e 40%), e bandas ricas em sílica (40 a 50% de SiO₂) (Gross 1980; Simoson 2003; Beukes & Gutzmer 2008). Foram formadas por deposição química, em ambiente marinho, com o ferro e a sílica tendo, principalmente, origem hidrotermal (Jacobsen & Pimentel-Klose 1988; Bau & Möller 1993) e em eras geológicas bem específicas: durante o Neoarqueano (2,7 a 2,5 Ga), o Paleoproterozoico (2,5 a 1,8 Ga), e o Neoproterozoico (0,8 Ga) (Klein 2005) (Figuras I.2.1, I.2.2 e Tabela I.2.1).

Classificação, Mineralogia e Distribuição Temporal

As formações ferríferas bandadas são encontradas em todo o mundo sendo as maiores acumulações as de Hamersley na Austrália; Transvaal na África do Sul; Quadrilátero Ferrífero, Carajás e Urucum no Brasil; Krivoy Rog na Ucrânia; Labrador no Canadá; Lago Superior, Gunflint e Biwabik nos Estados Unidos da América (Klein 2005) .

A mineralogia das formações ferríferas bandadas consiste de chert, quartzo, magnetita, hematita, siderita, anquerita, grenalita, estilpnomelano e ribeckita (Klein 2005). Estes minerais, em sua maioria, não são primários tendo sido formados ou na diagênese ou durante o metamorfismo. Os minerais primários de ferro foram, provavelmente, hidróxido férrico (Fe(OH)₃), grenalita e siderita (Klein 2005).

Baseado no seu ambiente deposicional as formações ferríferas bandadas são classificadas como do Tipo Lago Superior ou Tipo Algoma (Gross 1980; Simonson 2003). As do tipo Algoma são encontradas intercaladas com rochas vulcânicas ou são ao menos ligadas estratigraficamente a sequências de rochas vulcânicas formadas em derrames submarinos e associadas a cinturões de rochas verdes (*Greenstone belts*) e, em alguns casos, associadas também a depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS). As formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior, por sua vez, estão associadas com sedimentos de margens e plataformas continentais, incluindo carbonatos plataformais e arenitos quartzosos (Beukes & Gutzmer 2008). As maiores e mais ricas em conteúdo de ferro são as formações ferríferas do Tipo Lago Superior. Têm uma grande e contínua extensão lateral e sua ocorrência está concentrada (mas não com exclusividade) no Paleoproterozoico. Já as formações ferríferas do Tipo Algoma são tipicamente descontínuas,

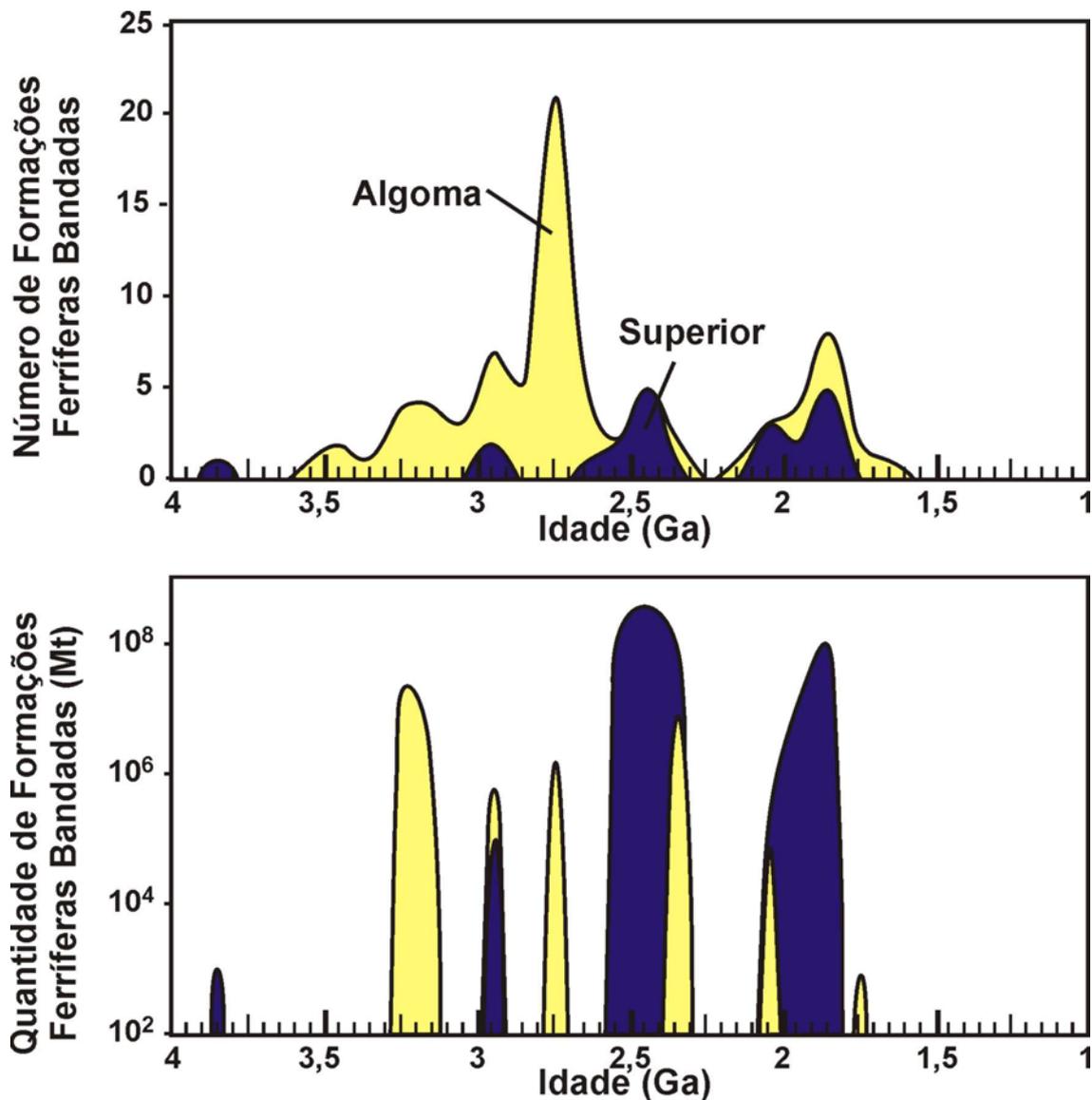


Figura I.2.1 – Gráficos de distribuição de frequência e volume de BIFs precambrianas conforme a idade (Huston & Logan 2004). A Tabela I.2.1 contem a lista das formações ferríferas consideradas.

frequentemente dobradas, tectonicamente muito deformadas e têm idades predominantemente arqueanas (Beukes & Gutzmer 2008). Apesar desta classificação feita por Gross (1980) ter sido questionada por estudos posteriores, ainda é uma primeira aproximação válida e continua sendo muito usada. As formações ferríferas do Tipo Lago Superior se distribuem principalmente em 7 grandes bacias: a bacia meso-arqueana de Witwatersrand no Cráton Kaapvaal na África do Sul; as bacias paleoproterozoicas/arqueanas de Transvaal (também no Cráton Kaapvaal) e de Hammersley (Cráton Pilbara na Austrália); as bacia paleoproterozoicas de Krivoy Rog-Kursk (Ucrânia), Minas (Cráton São Francisco no Brasil), Animikie-Marquette na América do Norte e a bacia de Nabberu na margem norte do Cráton Yilgarn na Austrália (Figura I.2.2; Tabela I.2.1).

Tabela I.2.1 – Idade de formações ferríferas pré-cambrianas (Huston & Logan 2004)

Região: Unidade geológica com formação ferrífera bandada	Tipo	Tamanho (Mt)	Idade (Ga)	Faixa de idade (Ga)
<u>África</u>				
Montanhas Anti-Atlas: Complexo ofiolítico Bou Asser-El Graara	Algoma		1.80	1.87-1.73
Cráton Kaapvaal: Comondale <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		3.33	3.33-3.35
Cráton Kaapvaal, bacia Griqualand West: Sg. Transvaal, Subgrupo Asbesheuwels	Superior	1.0×10^8	2.48	2.49-2.47
Cráton Kaapvaal: Sg. Pongola	Superior	1.0×10^5	2.99	2.99-2.94
Cráton Kaapvaal: Sg. Swaziland, Gr. Fig Tree	Algoma	1.0×10^3	3.26	
Cráton Kaapvaal: Sg. Swaziland., Gr. Onverwacht, Fm. Hoogenoeg	Algoma		3.45	
Cráton Kaapvaal, Bacia Transvaal: Sg. Transvaal, Fm. Penge Iron	Superior		2.48	
Cráton Kaapvaal: Sg. Witwatersrand, Gr. West Rand	Superior	1.0×10^4	3.00	3.08-2.91
Cinturão móvel Kheis-Okwa: Gr. Palpye, Fm. Shushong.	Superior	1.0×10^3	1.88	2.00-1.75
Cráton Oeste Africano, Leo Rise: Formações ferríferas Nimba e Simandou	Algoma	1.0×10^7	2.33	2.62-2.25
Cráton Oeste Africano, Reguibat Rise: Gr. Tiris	Algoma		2.78	2.86-2.69
Cráton Oeste Africano, Escudo Reguibat: Gr. Ijil	Superior	1.0×10^6	2.05	2.20-1.90
Cráton Zimbabwe: Gr. Sebakwian	Algoma		3.48	3.56-3.36
Cráton Zimbabwe: Gr. Upper Belingwean.	Algoma		2.87	2.90-2.83
<u>Austrália</u>				
Cráton Gawler: Gr. Hutchison, Subgrupo Middleback	Superior	1.0×10^6	1.86	2.00-1.86
Bacia Hamersley: Gr. Hamersley, Fm. ferrífera Boolgeeda	Superior		2.45	
Bacia Hamersley: Gr. Hamersley, Fm. ferrífera Brockman e Fm. ferrífera Weeli Wolli	Superior	2.0×10^8	2.46	2.48-2.45
Bacia Hamersley: Gr. Hamersley, Fm. ferrífera Marra Mamba	Superior	1.0×10^8	2.60	2.63-2.60
Bacia Hamersley: Gr. Hamersley, Fm. Mt Sylvia	Superior		2.52	2.56-2.48
Kimberley, zona tectônica Halls Creek: Fm. Koongie Park	Algoma		1.84	
Província Nabberu: Fm. Horseshoe	Superior	1.0×10^7	1.92	2.02-1.81
Terreno North Pilbara: Fm. Cleaverville	Algoma		3.02	
Terreno North Pilbara: Gr. Coonterunah, Fm. Coucal	Algoma		3.52	
Terreno North Pilbara: Gr. Gorge Creek (incluindo a Fm. Paddy Market)	Algoma		3.20	3.24-3.05
Bloco Olary: Suíte Quartzo-feldspática	Algoma		1.70	1.71-1.69
Cráton Yilgarn, Terreno Western Gneiss: Woongan Hills <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		3.02	3.03-3.00
Cráton Yilgarn: Kalgoorlie-Norseman <i>Greenstone Belt</i> , Fm. Noganyer	Algoma	1.0×10^6	2.71	2.71-2.70
<u>Eurásia</u>				

Escudo Aldan: Olondo <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.99	3.01-2.97
Cráton Báltica: Sequência Supracrustal Bergslagen	Algoma		1.90	1.91-1.89
Cráton Báltica: Gr. Bjørnevann, Fm. ferrífera Bjørnevann	Algoma		2.68	2.80-2.55
Cráton Báltica: Cinturão Hattu	Algoma		2.75	2.76-2.75
Cráton Báltica: Gr. Kittila, Fm. ferrífera Pääkkö	Superior	1.0×10^5	2.02	2.02-2.01
Cráton Báltica: Séries Kola e Tundra	Algoma		2.75	2.80-2.75
Cráton Báltica: Tipasjarvi-Kuhmo-Suomussalmi <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.80	
Cráton Dharwar: Sg. Dharwar, Gr. Bababudan	Algoma		2.72	
Cráton Dharwar: Sg. Dharwar, Gr. Chitradurga, Fm. Vanivilas	Algoma		2.61	2.62-2.61
Cráton Dharwar: Sg. Dharwar, Cinturão Sandur	Superior		2.66	2.67-2.64
Cráton Dharwar: Sg. Sargur	Algoma		3.30	3.31-3.29
Cinturão de rochas supracrustais Ketilidian: Gr. Vallen	Algoma		1.87	1.88-1.85
Cráton Singhbhum-Orissa: Gr. Iron Ore	Algoma	1.0×10^7	3.21	3.33-3.09
Cráton Sino-Korea: Rochas supracrustais Anshan-Qidashan	Algoma		2.74	2.99-2.48
Escudo ucraniano: Sg. Belozerka	Algoma	5.0×10^5	2.96	
Escudo ucraniano: Sg. Konka	Algoma	5.0×10^5	3.14	
Escudo ucraniano: Sg. Krivoy Rog, Gr. Saxagan	Superior	1.0×10^8	2.39	2.70-2.08
Escudo ucraniano: Anomalia magnética de Kursk	Superior		2.10	2.20-2.00
Oeste da Groelândia: Cinturão de rochas supracrustais Isua	Algoma	1.0×10^3	3.81	3.83-3.80
Oeste da Groelândia: Cinturão de rochas supracrustais Malene	Algoma		2.78	2.80-2.65
<u>América do Norte</u>				
Fossa do Labrador: Ilha de Belcher, Formação ferrífera Kipalu	Algoma		1.96	2.04-1.88
Fossa do Labrador: Formação ferrífera Sokoman	Superior	1.0×10^8	1.88	
Cráton Slave: Sg. Yellowknife, Gr. Central Slave Cover	Algoma		2.84	2.86-2.82
Província Southern: Gr. Animikie, Formações ferríferas Gunflint e Biwabik	Superior	3.3×10^6	1.89	1.93-1.85
Província Southern: Gr. Baraga, Formações ferríferas Ironwood e Bijiki	Superior	3.3×10^6	1.89	1.93-1.85
Província Southern: Gr. Menominee, Formações ferríferas Fence River, Vulcan e Negaunee	Superior	3.3×10^6	1.91	1.92-1.90
Província Superior, Sub-província Abitibi: área Kamiskotia	Algoma		2.71	2.72-2.70
Província Superior, Sub-província Abitibi: Kidd-Munro, Gr. Stoughton-Roquemare	Algoma		2.71	2.72-2.71
Província Superior, Sub-província Abitibi: Gr. Larder Lake, Fm. ferrífera Boston	Algoma		2.71	
Província Superior, Sub-província Abitibi: Michipicoten/Vermilion <i>Greenstone Belt</i> , Formações	Algoma	1.0×10^6	2.73	

ferríferas Helen e Soudan.				
Província Superior, Bloco Minto: Vizien <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.76	2.79-2.72
Província Superior, Sub-província Pontiac	Algoma		2.72	2.75-2.68
Província Superior, Sub-província Uchi: Meen-Dempster <i>Greenstone Belt</i> , Assembléia Woman	Algoma		2.84	2.85-2.82
Província Superior, Sub-província Uchi: Miminska-Fort Hope <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.72	
Província Superior, Sub-província Uchi: área North Spirit Lake, Assembléia Hewitt	Algoma		2.74	2.75-2.73
Província Superior, Sub-província Uchi: área North Spirit Lake, assembléias North Spirit, Disrupted e Nemakwis	Algoma		3.00	3.02-2.98
Província Superior, Sub-província Uchi: Pickle Lake <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.85	2.86-2.83
Província Superior, Sub-província Uchi: Red Lake <i>Greenstone Belt</i> , lower unit	Algoma		3.00	3.01-2.98
Província Superior, Uchi Subprovince: Red Lake <i>Greenstone Belt</i> , unidade superior	Algoma		2.89	
Província Superior, Sub-província Wabigoon: Beardmore-Geraldton <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.69	>2.69
Província Superior, Sub-província Wabigoon: Bird River <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.75	2.74-2.75
Superior Província, Wabigoon Subprovince: Lumby Lake <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		3.01	3.01-3.00
Província Superior, Sub-província Wawa: Hemlo-Heron Bay <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.73	2.77-2.68
Província Superior, Sub-província Wawa: Manitouwadge <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.70	2.72-2.67
Província Superior, Sub-província Wawa: Shebandowan <i>Greenstone Belt</i>	Algoma		2.72	2.74-2.69
Orógeno Trans-Hudson: Fm. Homestake	Algoma		1.97	
Cráton Wyoming: Serra Bear Tooth	Algoma	1.0×10^3	3.13	<3.13
Cráton Wyoming: Serras Tobacco Root e Ruby	Algoma		3.16	<3.16
Província Yavapai: Sg. Yavapai, Gr. Ash Creek, Fm. Grapevine Gulch	Algoma	1.0×10^3	1.75	1.78-1.71
<u>América do Sul</u>				
Cráton Amazonas: Complexo Imataca	Algoma	1.0×10^7	3.23	
Cráton Carajás: Sg. Andorinhas, Gr. Babaçu	Algoma		2.98	>2.98
Cráton Carajás: Sg. Itacaiunas, grupos Igarapé Salobo e Grão Pará	Algoma	1.8×10^4	2.76	2.76-2.75
Escudo das Guianas: Gr. Paramaca	Algoma		2.15	2.17-2.12
Quadrilátero Ferrífero: Gr. Itabira, Fm. Cauê	Superior	1.0×10^8	2.42	2.44-2.40
Quadrilátero Ferrífero: Rio das Velhas <i>Greenstone Belt</i> , Gr. Nova Lima	Algoma		2.78	2.80-2.77

Texturalmente as formações ferríferas podem ser divididas em formações ferríferas bandadas (BIF na sigla em inglês) e em formações ferríferas granulares (GIF na sigla em inglês) (Simonson 2003). As formações ferríferas bandadas são caracteristicamente laminadas pela alternância de bandas ricas em ferro e bandas ricas em sílica. O bandamento pode ser observado em várias escalas, desde espessas macrobandas com metros de espessura, passando por mesobandas centimétricas até bandamentos milimétricos a sub-milimétricos (Beukes & Gutzmer 2008). As formações ferríferas granulares apresentam grânulos de ferro, envoltos por uma matriz de sílica, com aproximadamente 0,5mm de diâmetro, irregulares na forma, com grenalita ou magnetita no núcleo, porém não tem um bandamento concêntrico como observados em oólitos hematíticos (Simonson 2003).

A relação entre as formações ferríferas e a evolução da Terra

Com o aumento da quantidade, precisão e acuidade das análises químicas e datações feitas em formações ferríferas bandadas e nas suas sequências portadoras em todo o mundo, foi possível determinar que a deposição das grandes formações ferríferas não foi um fenômeno contínuo durante o Precambriano, mas que existiram períodos de concentração na frequência e no volume (Figuras I.2.1 e I.2.2) da deposição das formações ferríferas bandadas (Huston & Logan 2004).

A distribuição temporal das formações ferríferas bandadas é resultado de uma complexa interação entre: (1) o influxo de ferro hidrotermal na hidrosfera; (2) as taxas de crescimento da crustal; (3) a gênese dos mega-continentes; (4) a evolução da biosfera, o conteúdo de oxigênio da atmosfera e da hidrosfera e do estado de oxidação dos oceanos (Isley & Abbott 1999; Holland 2005; Bekker *et al.* 2010). Cada um destes fatores participa de alguma maneira na formação do ambiente necessário para a deposição das formações ferríferas bandadas.

O influxo de ferro hidrotermal na hidrosfera é influenciado pela ocorrência de superplumas mantélicas (Isley & Abbott 1999; Bekker *et al.* 2010). As superplumas aumentam a geração de crosta, desencadeiam a gênese e a colocação das grandes províncias ígneas com grandes magmatismos máficos, além de estimular as taxas de espalhamento das cadeias meso-oceânicas e dos platôs oceânicos (Bekker *et al.* 2010). Os grandes volumes de rochas máficas submarinas contribuem para o aumento do fluxo hidrotermal que insere uma grande quantidade de ferro e sílica nos oceanos. Assim, observa-se que os períodos de deposição de formações ferríferas bandadas coincidem com as ocorrências de superplumas mantélicas (Jacobsen & Pimentel-Klose 1988; Bau & Möller 1993) e com as altas taxas de crescimento crustal. Os períodos que mostraram

altas taxas de crescimento crustal: 2,7 e 1,9 Ga (Condie 1998) e foram seguidos por períodos com deposição de grandes formações ferríferas bandadas: 2,5 e 1,85 Ga (Frimmel 2004)

Também como consequência da atuação das superplumas, ocorre crescimento continental e a formação de supercontinentes. As superplumas mudam o fluxo de matéria no manto, gerando correntes de convecção que agrupam os continentes em supercontinentes (Bekker *et al.* 2010). A formação de supercontinentes favorece o desenvolvimento de bacias epicontinentais estáveis, periféricas aos supercontinentes, que são o ambiente ideal para o crescimento de cianobactérias produtoras de oxigênio. A presença de oxigênio no ambiente favorece a precipitação do ferro, já que o íon ferro é solúvel, mas os óxidos de ferro não são. Havendo oxigênio no ambiente o ferro se oxida rapidamente e se precipita. Desta forma, é possível fazer uma ligação entre o desenvolvimento de bactérias produtoras de oxigênio, o estado de oxigenação da hidrosfera e a deposição de formações ferríferas bandadas. Mas não são somente as bactérias produtores de oxigênio que podem causar a oxidação do ferro. A forma como o ferro é oxidado ainda é uma questão em aberto. A maioria dos modelos propostos explica a oxidação de Fe^{2+} para Fe^{3+} por meio de reações inorgânicas entre o ferro e oxigênio produzido pelas cianobactérias, por fotossíntese, perto da superfície dos oceanos (Konhauser *et al.* 2002).

As formações ferríferas bandadas do Tipo Lago Superior apareceram pela primeira vez em 2,6 Ga. De 2,6 a 2,4 Ga, grandes eventos de magmatismos máficos culminaram com a deposição dos gigantescos depósitos de ferro tipo Lago Superior na África do Sul, Austrália, Brasil, Rússia e Ucrânia. As formações ferríferas bandadas mais novas deste período se depositaram durante o estágio inicial da mudança do estado de oxidação da atmosfera de redutor para oxidante que culminou com o Evento da Grande Oxidação em 2,4 Ga. Este evento ocorre a partir do momento em que todo o ferro acumulado nas águas profundas oceânicas foi oxidado, liberando o oxigênio produzido por bactérias para a atmosfera, o qual era, até então, consumido na oxidação do ferro hidrotermal. A partir de então as formações ferríferas granulares se tornaram mais abundantes que as formações ferríferas bandadas. Após 1,80 Ga as formações ferríferas praticamente desapareceram, voltando a ocorrer no Neoproterozoico, novamente ligadas a períodos de intensa atividade magmática e também, neste caso, a glaciações globais (Snowball Earth) (Bekker *et al.* 2010).

As formações ferríferas bandadas mais antigas, arqueanas, do tipo Algoma, eram depositadas em um oceano totalmente anóxico onde a oxidação do ferro era realizada provavelmente por bactérias fotossintéticas anoxigênicas (Konhauser *et al.* 2002; 2005). Este modelo explicaria a deposição de

formações ferríferas bandadas arqueanas, antes que a produção de oxigênio fotossintético atingisse níveis mais elevados em 2,3 Ga.

Assim, a deposição de formações ferríferas bandadas exige condições ambientais específicas que foram geradas pela ação de plumas mantélicas, com a formação de supercontinentes, a geração de grandes províncias ígneas e o aumento do hidrotermalismo submarino. O ambiente necessário para a deposição de formações ferríferas bandadas necessita de:

1. Uma atividade contínua de grandes sistemas hidrotermais em um fundo oceânico produzindo grandes quantidades de ferro e sílica;
2. Locais apropriados para a deposição do ferro que são encontrados nas bordas de supercontinentes, isto é, nas extensas plataformas continentais com estabilidade tectônica por longos períodos (10^6 anos).
3. Um oceano estratificado, com o fundo pobre em oxigênio, onde se acumulava o ferro, mas com livre circulação que permitisse levar as águas ricas em ferro do fundo oceânico para as bacias de deposição com águas superficiais ricas em oxigênio (Simonson 2003)

Como conclusão, podemos afirmar que as formações ferríferas são indicadores muito sensíveis da existência de ambientes deposicionais específicos. A distribuição temporal da sua ocorrência é fator muito importante para o entendimento da evolução de toda a Terra. Sua concentração em frequência e volume está relacionada à evolução da vida na Terra, a evolução dos oceanos, da atmosfera e também à origem, desenvolvimento e crescimento dos continentes. As formações ferríferas podem ser consideradas como um dos resultados da complexa inter-relação entre processos endógenos e exógenos que atuaram na Terra durante o Precambriano, sendo testemunhas importantes da tectônica dos supercontinentes, das dinâmicas e as movimentações mantélicas, da criação e destruição da crosta continental, da história evolutiva da vida na Terra e das grandes mudanças ambientais do planeta Terra (Santosh 2010).

O estudo da química das formações ferríferas bandadas, principalmente da química dos elementos Terras Raras, fornece informações importantes sobre a química dos oceanos e sobre o estado de oxigenação da atmosfera durante o período de sua deposição (Planavsky *et al.* 2010). Para que as análises químicas e demais dados oriundos das formações ferríferas bandadas possam ser corretamente interpretados é preciso que a idade de sua deposição seja definida da maneira o mais precisa possível. Como não é possível datar diretamente as formações ferríferas bandadas, visto que sua mineralogia não apresenta minerais com química de isótopos instáveis satisfatória para a datação, faz-se necessário usar de método indireto para a sua datação. Quando possível data-se

rochas vulcânicas intercaladas nas formações ferríferas bandadas. Não havendo ígneas vulcânicas pode-se datar minerais detríticos, principalmente zircão, encontrados em sedimentos clásticos intercalados ou posicionados estratigraficamente acima e abaixo das BIFs, restringindo seu período de deposição.

A análise estratigráfica conduzida neste trabalho visa determinar com segurança o posicionamento estratigráfico das BIFs, de modo a identificar as intercalações de ígneas ou de rochas metassedimentares que permitissem datá-las. A análise estrutural visou garantir que a estratigrafia definida não estava sendo mal interpretada em função das perturbações tectônicas que ocorreram posteriormente.

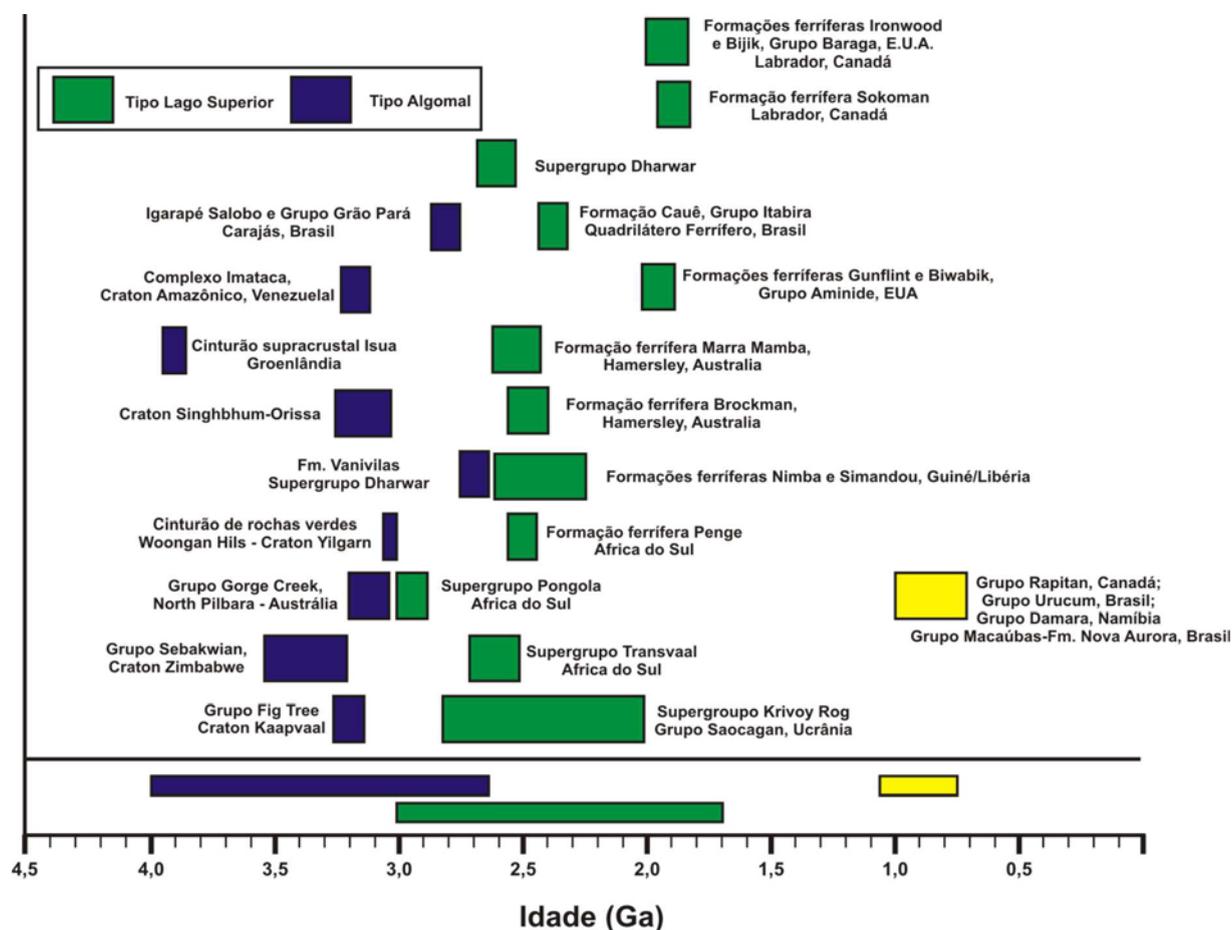


Figura I.2.2 – Idade de deposição das principais formações ferríferas bandadas do mundo (Posth *et al.* 2011)

I.3 – POSIÇÃO, IDADE E ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS DE CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO

A região de Conceição do Mato Dentro, se situa a cerca de 150 km a NNE de Belo Horizonte, na região central do Estado de Minas Gerais, na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura I.3.1).

A Serra do Espinhaço representa a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção N-S desde a região de Belo Horizonte, até os limites norte da Bahia com os Estados de Pernambuco e Piauí, limitando o leste/sudeste do Cráton São Francisco. A parte sul desta serra é chamada de Serra do Espinhaço Meridional e compreende cerca de 300 km, na direção norte-sul, a partir do Quadrilátero Ferrífero.

As formações ferríferas do entorno de Conceição do Mato Dentro, alvo deste trabalho, podem ser consideradas, pelos dados até hoje disponíveis, como pertencentes ao tipo Lago Superior: são contínuas por dezenas de quilômetros; se associam com espessos pacotes de quartzitos e de xistos/filitos continentais/plataformais e, em menor escala, com carbonatos (dolomitos) plataformais. Um dos problemas a ser objeto de estudo deste trabalho é a definição completa da estratigrafia da sequência de rochas metassedimentares onde se encaixam estas formações ferríferas. A solução deste problema foi recentemente facilitada pela execução de mais de 250 mil metros de testemunhos de sondagens feitas por empresas de mineração.

A maior dificuldade para o estabelecimento da estratigrafia em Conceição do Mato Dentro é gerada pela tectônica que atingiu região. É uma tectônica compressiva que resultou numa série de falhas de empurrão (e dobras associados) de direção geral norte/sul, com transporte de massa de leste para oeste.

O número de falhas de empurrão formados é grande e a tectonização dos contatos entre camadas é muito intensa. A existência de mega-dobras associadas às falhas contendo um flanco invertido aumenta a dificuldade de se produzir de uma coluna estratigráfica convincente e abrangente para a região.

Assim sendo, outra questão a ser enfocada por este trabalho é a definição do posicionamento de falhas de empurrão, de duplicações tectônicas e de flancos invertidos de dobras que atingiram a sequência de rochas metassedimentares com formações ferríferas. É importante ressaltar que as duas questões – empilhamento estratigráfico e estruturação tectônica - têm soluções interdependentes: é preciso determinar precisamente a estratigrafia para poder determinar a posição

de verdadeiros planos empurrão e diferenciá-los de contatos normais tectonizados (cisalhados). Bem como, só determinando com precisão o empilhamento estratigráfico normal será possível afirmar com segurança se existem e onde estão os flancos de dobras cuja estratigrafia está invertida.

O item III desta tese descreve os resultados obtidos neste trabalho e a Geologia Estrutural é apresentada antes da Estratigrafia, com o intuito de se mostrar que regiões com estratigrafia preservada dos efeitos da deformação tectônica (i.e., os blocos tectônicos) foram previamente definidas antes que os estudos estratigráficos fossem finalizados. Dentro destes blocos foi possível realizar estudos estratigráficos com segurança, e o empilhamento estratigráfico obtido é um produto real dos processos sedimentares e não resultado de inversões ou empilhamentos tectônicos.

A idade das formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro

Talvez a maior controvérsia e o maior problema relacionado às formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro seja a definição de sua idade e a sua correlação com as formações ferríferas paleoproterozoicas do Supergrupo Minas (Pflug 1965, 1968) ou com as formações ferríferas bandadas do Grupo Guanhães. Esta questão vem sendo ponto de debate e discussões geológicas ao longo dos últimos 50 anos. Estas formações ferríferas foram consideradas como cronocorrelatas ao Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero (Assis & Marini 1983; Dossin 1985), porém alguns autores contestam esta proposição (Almeida-Abreu & Pflug 1994; Almeida-Abreu & Renger 2002;) considerando estas rochas como resultantes da abertura da bacia Espinhaço.

A solução desta questão é de alta relevância. Se forem consideradas como parte do Supergrupo Espinhaço, estas formações ferríferas teriam idade estateriana, uma vez que a bacia Espinhaço meridional tem idade de abertura definida pelos riolitos encontrados em sua base, que datam de 1710 MA (Machado *et al.* 1989; Dussin 1994). Além disso, implicariam em que a bacia Espinhaço poderia ter evoluído de um rifte continental para uma margem passiva, com depósitos sedimentares plataformais e fundo oceânico com fontes hidrotermais do ferro (Almeida-Abreu & Renger 2002 2007). Se forem consideradas correlatas ao Supergrupo Minas, teriam idade paleoproterozoica e se tornariam importantes fontes de informação sobre o desenvolvimento da bacia Minas e provavelmente sobre a atuação de orogênese(s) orosiriana(s)-riaciana(s) na região da borda leste da Serra do Espinhaço.

A definição da idade das formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro e a sua consequente correlação crono-estratigráfica com o Supergrupo Espinhaço ou com o Supergrupo Minas é outra questão que este trabalho pretende focar.

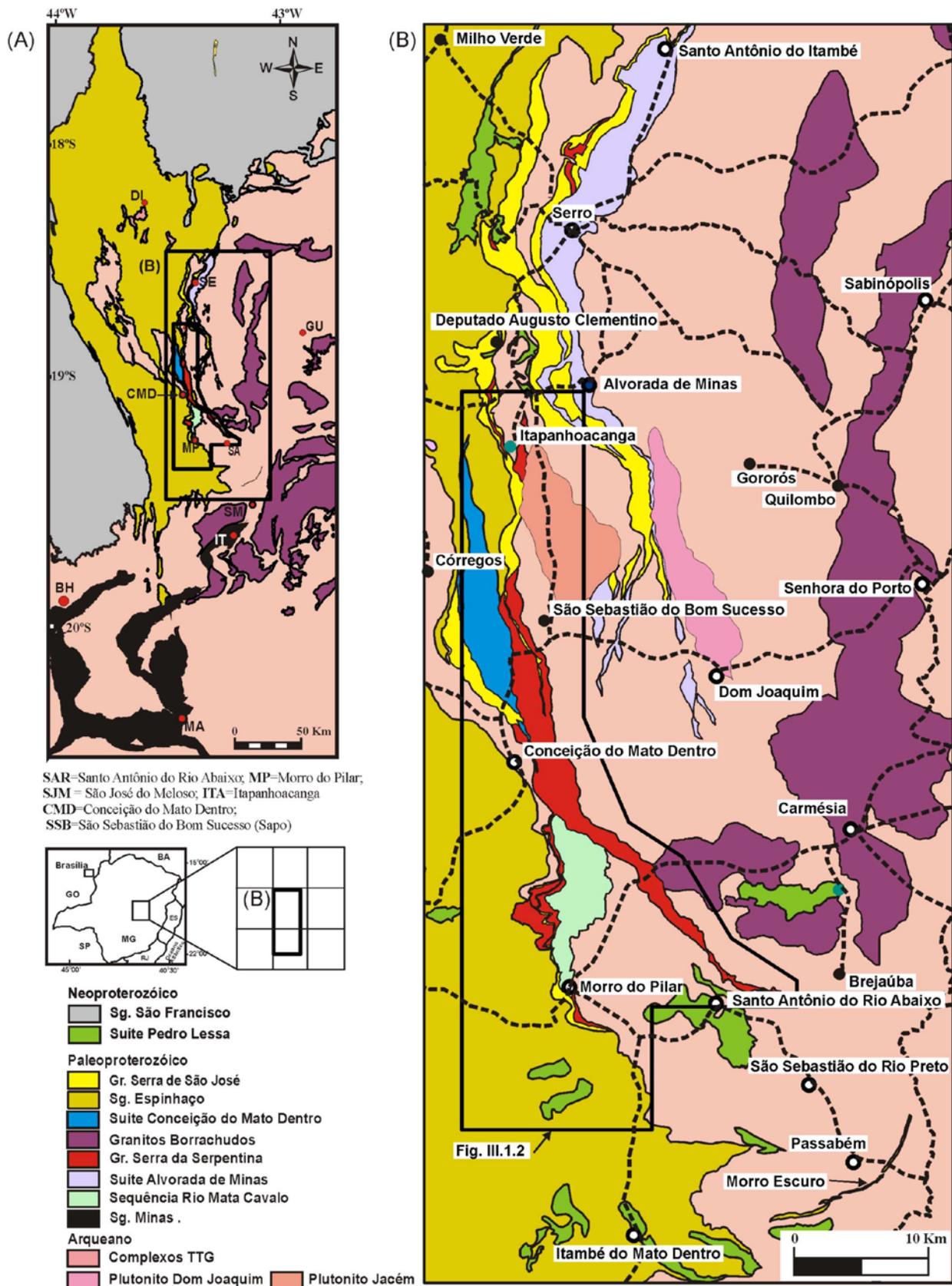


Figura I.3.1 – (A) e (B) Localização da área de estudo (Figura III.1.2) na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. (figuras adaptadas de Pinto & Silva 2014).

I.4 - A GÊNESE DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS ENRIQUECIDAS EM FERRO

O teor médio de ferro das formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro, obtido por meio da análise química de testemunhos de sondagens, se situa entre 30 e 35%. Exatamente nesta mesma faixa se situa o teor médio de ferro das formações ferríferas não metamórficas (Klein 2005), isto é, formações ferríferas que não sofreram nenhum processo de enriquecimento em ferro.

Portanto, apesar de não ter sido encontrada nenhuma formação ferrífera até hoje, na região de Conceição do Mato Dentro, preservada de processos tectono-metamórficos, parece possível afirmar com alguma segurança, que estas formações ferríferas passaram, de uma forma geral, por processos de enriquecimento em ferro pouco importantes e conspícuos, isto é, não foram formados corpos ricos em minério rico com tamanho e frequência como os observados no Quadrilátero Ferrífero

Entretanto, quando se analisa de forma mais detalhada os dados geoquímicos disponíveis, nota-se que dois tipos de enriquecimentos estão presentes na região: um enriquecimento supergênico mostrado pela marcante tendência das formações ferríferas serem mais ricas em ferro quando mais intemperizadas e próximas da superfície do terreno e, um enriquecimento que gera corpos hematíticos com teores de ferro acima de 60%. Estes corpos ricos são raros, descontínuos, têm dezenas a poucas centenas de metros de comprimento, 10 a 20 m de espessura média e parecem estar relacionados aos planos de falhas de empurrão.

A gênese destes corpos de minério de ferro de alto teor tem sido amplamente discutida na literatura, onde diferentes processos são considerados os principais responsáveis pelo enriquecimento das formações ferríferas:

- processos hidrotermais sin-metamórficos denominados na literatura como metamórficos-metassomáticos (e.g. Dorr 1965; Dorr 1969),
- enriquecimento residual supergênico (Dorr 1964; Eichler 1976; Melfi *et al.* 1976) ou paleosupergênico (Morris 1985, 1987; Harmsworth *et al.* 1990)
- ação combinada de fluidos hipogênicos e supergênicos (Barley *et al.* 1999; Hagemann *et al.* 1999; Oliver & Dickens 1999; Powell *et al.* 1999; Taylor *et al.* 2001; Rosière & Rios 2004, Hagemann *et al.* 2005).

Desta forma, fica definido o quarto problema a ser focado por este trabalho: a gênese dos corpos ricos em ferro existentes nas formações ferríferas de Conceição do Mato Dentro. A abordagem deste problema terá como finalidade a definição de critérios consistentes de prospecção e aumento

no grau de certeza nos trabalhos exploratórios realizados por diversas empresas de mineração na região.

I.5 - OBJETIVOS

Objetivos Gerais

Os objetivos principais deste trabalho são:

1. detalhar o arcabouço tectono-estrutural das rochas região da borda leste da serra do Espinhaço meridional;
2. estabelecer uma estratigrafia das sequências metassedimentares portadoras das formações ferríferas na região da borda leste da Serra do Espinhaço meridional;
3. definir o posicionamento crono-estratigráfico das sequências de rochas metassedimentares contendo as formações ferríferas;
4. Estudar a química das formações ferríferas e gerar e interpretações acerca do seu ambiente deposicional.
5. contribuir para o esclarecimento da gênese dos corpos ricos em minério de ferro, particularmente dos corpos hematíticos, e geração de um modelo metalogenético que sirva de suporte para prospecção destes corpos ricos.

Objetivos Específicos

- Confecção de uma mapa geológico em escala 1:10.000 da área de ocorrência da sequência metassedimentar que contem as formações ferríferas da Serra da Serpentina, Serra do Sapo e da região de Morro do Pilar.
- Definição de uma coluna estratigráfica para a sequência de rochas metassedimentares que contem as formações ferríferas bandadas;
- Estudo da paleogeografia e dos paleo-ambientes da bacia onde se depositaram as formações ferríferas bandadas;
- Definição da estrutura tectônica das Serras do Sapo, Serra da Serpentina e da região de Morro do Pilar;

- Definição da idade (U/Pb SHRIMP) de zircões detríticos nas rochas metassedimentares associadas às formações ferríferas bandadas;
- Com base nas datações obtidas, definir um período geológico para a deposição das formações ferríferas.
- Estudo do controle tectônico da gênese dos corpos fortemente enriquecidos em ferro dentro das formações ferríferas bandadas.

II – MÉTODOS DE TRABALHO

São apresentados abaixo os métodos aplicados para atingir os objetivos propostos e suas justificativas.

II.1 - MAPEAMENTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL DA SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA CONTENDO AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NA SERRA DA SERPENTINA, SERRA DO SAPO E EM MORRO DO PILAR

O mapeamento geológico de detalhe foi realizado por meio de técnicas usuais de mapeamento geológico de campo associadas ao estudo e interpretação de levantamentos aerogeofísicos de detalhe e ao estudo e análise dos testemunhos de sondagens disponibilizados pelas empresas de mineração.

O mapeamento visou produzir um mapa integrado dos corpos de formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro, em escala 1:10.000 e a análise dos dados estruturais produzidos ao longo do mapeamento permitiu posicionar e definir as diversas falhas que atingiram as sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas e gerar informações sobre as relações de contato entre as sequências de rochas metassedimentares e as demais unidades geológicas aflorantes na região.

II.2 – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM.

Os mais de 250 mil metros de testemunhos de sondagens rotativas diamantadas obtidos na região por uma série de empresas de mineração em seus trabalhos de exploração mineral foram analisados e usados para a confecção de uma coluna estratigráfica coerente e aplicável regionalmente.

II.3 - ESTUDOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA

Estudo das características petroquímicas das formações ferríferas bandadas (Formações ferríferas bandadas) e de suas regiões de enriquecimento, incluíram análises químicas de amostras de testemunhos de sondagem e a obtenção de informações das concentrações de:

- Elementos maiores e traços – de um modo geral, estes elementos são bastante similares em Formações ferríferas bandadas, mas os minérios derivados podem apresentar variações em função da origem dos fluidos participantes da mineralização.
- Elementos Terras Raras (ETR) – O estudo desses elementos auxiliou no entendimento das condições de deposição das formações ferríferas bandadas e na avaliação da gênese dos tipos de minério enriquecidos e sua interação com os fluidos mineralizadores.

As análises foram realizadas por ICP-MS no laboratório da ACME em Vancouver no Canadá

II.4 - ESTUDOS DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS (GEOCRONOLOGIA)

Os estudos geocronológicos que tiveram como objetivo determinar a idade deposicional das formações ferríferas bandadas ou, ao menos, restringir o período geológico de sua deposição.

A determinação precisa da idade deposicional de rochas sedimentares tem se mostrado extremamente difícil de obter usando os sistemas convencionais de radioisótopos (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb e He-Ar).

A datação de minerais detríticos como os zircões pelo método de U-Pb SHRIMP (sensitive high resolution ion microprobe) é útil para estudos de proveniências dos sedimentos e para a obtenção da idade máxima de deposição. Datações utilizando minerais autigênicos (apatita, glauconita, ilita, K-feldspato, monazitas) geralmente propiciam idades diagenéticas que são sempre mais novas que

a idade de deposição dos sedimentos. De qualquer forma, as determinações de idades por meio de minerais autigênicos são frequentemente prejudicadas pelas baixas temperaturas de fechamento dos sistemas de radioisótopos envolvidos, se mostrando muito sensíveis às alterações destes sistemas por eventos metamórfico-hidrotermais, mesmo de baixas temperaturas.

Xenotima diagenética é encontrada em uma grande variedade de rochas siliciclásticas e representa um geocronômetro U-Pb robusto e seguro que pode ser utilizado para solucionar problemas na história deposicional de bacias sedimentares. Porém este método também fornece a idade diagenética e não de deposição dos sedimentos.

Idades Pb/Pb obtidas de carbonatos podem produzir idade deposicionais ou do início da diagênese, mas são também muito sensíveis a mobilizações de U e Pb devidas a processos metamórficos pós-deposicionais.

Um dos métodos de datação mais usados para a obtenção de idades deposicionais é a datação U-Pb de zircões em horizontes tufáceos intercalados nos sedimentos. Porém, nem todas as bacias contêm estes horizontes e o resultado é que a obtenção das idades das bacias sedimentares acaba por ficar dependente da datação de rochas ígneas vulcânicas ou plutônicas localizadas abaixo ou acima da bacia ou de intrusivas ígneas que cortam os sedimentos.

Foram datados zircões detríticos das rochas metassedimentares que se sobrepõem as Formações ferríferas bandadas (são ricos em seixos das Formações ferríferas bandadas) e de rochas metassedimentares estratigraficamente posicionadas na base das formações ferríferas bandadas. Os zircões foram datados pelo método U/Pb-SHRIMP II no laboratório da Universidade de Tecnologia de Curtin da Universidade de Western Australia, em Perth, Austrália.

Algumas amostras de minerais pesados oriundos destas rochas metassedimentares já mostraram, em estudos com microscopia ótica, zircões com sobrecrecimentos de zircões e xenotima hidrotermais que também foram datados U-Pb SHRIMP na mesma universidade.

III – OS RESULTADOS

III.1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA

Introdução

A região estudada está inserida no cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço (Alkmim *et al.* 2006), que limita a borda leste-sudeste do Cráton São Francisco, em Minas Gerais. Este cinturão constitui a porção mais ocidental do orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 2001) que foi formado durante a colisão entre os núcleos cratônicos Congo e São Francisco na orogenia Brasileira/Pan-Africana no Neoproterozoico-início do Paleozoico.

Esta colisão resultou em uma tectônica compressiva que deformou as rochas da região gerando um conjunto de falhas de empurrão com caimento para leste e vergência para oeste. No topo dos planos de falhas ocorrem dobras geradas no mesmo evento deformacional, em geral, apertadas, assimétricas com flancos curtos com mergulhos altos a invertido e flancos longos com mergulhos suaves para leste. Este sistema de falhas e dobras associadas afetou de forma intensa a região, produzindo uma série de falhas com geometria de leques imbricados e resultando em inversões estratigráficas que dificultam sobremaneira o entendimento da estratigrafia e da paleogeografia da bacia sedimentar pré-deformação.

Este trabalho buscou inventariar o acervo de estruturas tectônicas geradas durante a deformação brasileira, identificando os grandes planos de falhas, as dobras e as inversões estratigráficas, tenham elas ocorrido por conta da superposição de escamas tectônicas ou pelas dobras, facilitando o reconhecimento estratigráfico das sequências portadoras de formações ferríferas bandadas da região.

Posicionamento geotectônico

A área estudada se situa na borda sudeste do Cráton São Francisco, na faixa orogenética Araçuaí (Figura III.1.1). O Cráton São Francisco se posiciona da porção sudeste do Brasil e é constituído por rochas arqueanas e paleoproterozoicas amalgamadas durante a orogênese riacina (2,2 a 2,0 Ga). As rochas deste cráton foram retrabalhadas pela orogênese brasileira (625 Ma até 570 Ma segundo Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Estas faixas de retrabalhamento crustal brasileiras receberam vários nomes conforme sua localização no entorno do Cráton São Francisco. A faixa orogenética

da borda leste-sudeste do cráton foi chamada de Faixa de dobras e falhas Araçuaí por Almeida (1977) e de Cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço por Alkmim *et al* (2006).

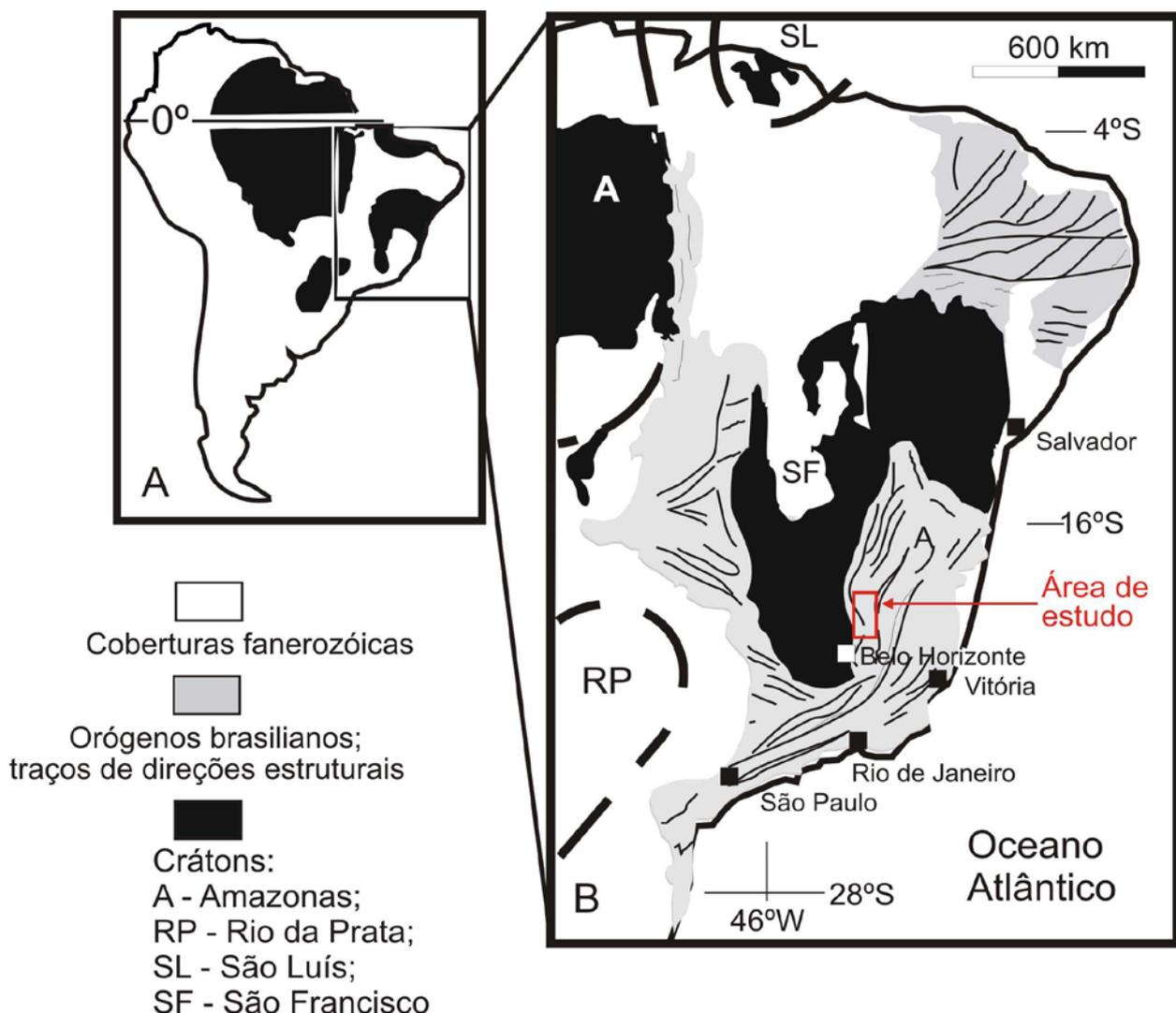


Figura III.1.1 – (A) Mapa da América do Sul mostrando a distribuição geográfica dos cráttons. (B) Localização da área estudada (retângulo vermelho) na borda sudeste do Cráton São Francisco (figura adaptada de Marshak *et al.* 2006).

Na região estudada, a borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, o evento compressivo deformacional da orogênese Araçuai atingiu rochas do embasamento crustal do Cráton São Francisco, agrupadas regionalmente nos complexos Gouveia e Guanhões (Noce *et al.* 2007b), as rochas de sequências meta-ígneas Alvorada de Minas (Riaciano), Conceição do Mato Dentro (Estateriano) e Pedro Lessa (Toniano), além de rochas das sequências metassedimentares Grupo Serra da Serpentina (Orosiriano), Grupo Serra de São José (Estateriano) e Espinhaço (Estateriano) (Figura I.3.1).

Os complexos Gouveia e Guanhões são conjuntos de gnaisses e migmatitos TTG arqueanos considerados como núcleos autóctones do embasamento cratônico retrabalhados no domínio orogênico (Noce *et al.* 2007b). Granitoides plutônicos arqueanos ocorrem cortando os gnaisses e migmatitos do Complexo Guanhões e são representados na área estudada pelos corpos Jacém e Dom Joaquim (Figura I.3.1). A sequência Alvorada de Minas (Almeida-Abreu *et al.* 1989; Zapparoli 2001) é constituída por corpos de rochas ultramáficas com formato irregular, alongados na direção norte sul, de idade riaciana- 2,05 e 2,22 Ga (Hagedorn 2004) - que foram interpretados como complexos ultramáficos acamadados por Zapparoli 2001.

A Suíte meta-ígnea Conceição do Mato Dentro (Knauer 1990 e Grossi-Sad *et al.* 1997) é constituída por metariolitos e metariodacitos de idade 1,72 Ga (Machado *et al.* 1989; Dussin 1994) consideradas como manifestação ígnea inicial da abertura do rifte Espinhaço. A Suíte Pedro Lessa (Knauer 1990) é composta por metagabros de idade toniana (Machado *et al.* 1989; Silva *et al.* 1995; Silva *et al.* 2002), que ocorrem de maneira muito conspícua na forma de soleiras e diques em toda a Serra do Espinhaço meridional.

O Grupo Serra da Serpentina é composto por um conjunto de rochas metassedimentares clásticas finas na base e por rochas metassedimentares químicas (itabiritos e metadolomitos) no topo, representando a deposição de sedimentos em uma bacia intra-continental, pouco ativa tectonicamente. O Grupo Serra de São José é uma sequência de sedimentos clásticos composta por meta-ruditos na base, que gradam a meta-psamitos e meta-pelitos para o topo até culminar com deposição química de uma camada de formação ferrífera bandada. Representa um conjunto de sedimentos de leques aluviais com sistema fluviais associados que preenchem um rifte continental tardiamente invadido por águas oceânicas.

O Supergrupo Espinhaço na região é representado por filitos, quartzitos grossos a finos, intercalados com bancos métricos de metaconglomerados que compõem o Grupo Guinda (Knauer 1990 e Grossi-Sad *et al.* 1997).

Acervo estrutural

As falhas de empurrão são o elemento estrutural mais marcante da região. Seu posicionamento é definido pela presença de zonas de cisalhamento marcadas por rochas miloníticas, foliações com estrutura S-C (Berthè *et al.* 1979, Lister & Snoke 1984), estiramentos de clastos em conglomerados, aglomerações de veios de quartzo rompidos e cisalhados e pelas repetições estratigráficas. As falhas de empurrão tem traço curvo em mapa com direção predominante norte-sul, terminações a norte e a sul se encurvando para a direção Leste-Oeste e vergência para oeste com mergulho de 20 a 30 graus para leste. A direção da movimentação de massas foi leste/oeste e pode ser determinada pela assimetria de foliações S-C e de dobras associadas às zonas de falhas. As falhas formam ora rampas frontais ora rampas oblíquas. As rampas frontais são identificadas por terem traço em mapa geológico (Figura III.1.2) paralelo às camadas geológicas e direção de estiramentos minerais paralela ao mergulho das falhas. As rampas oblíquas cortam os contatos lito-estratigráficos e mostram o lineamento de estiramento mineral formando ângulo alto com o mergulho da falha, quando observado nos planos de falha. Esta configuração em rampas frontais e oblíquas é, em grande parte, quem confere o aspecto curvo ao traço das falhas de empurrão. Outro fator importante na configuração curva dos traços das falhas de empurrão é a topografia: incisões topográficas em vales de rio com direção em alto ângulo com a direção das falhas produzem efeito de curvatura no desenho em mapa destas falhas (Figura III.1.2).

Dobras associados às falhas de empurrão são o outro elemento estrutural importante na definição da macro-estrutura da região. Eles ocorrem da mega a micro-escala. São assimétricas em perfil com flanco curto a oeste e flanco longo a leste. O flanco de oeste mergulha forte – 70 a 90 graus – com vergência para leste ou quando está invertido, mergulha subparalelo ao flanco longo, vergindo para oeste. A inversão do flanco curto das dobras é comum. O flanco longo mergulha entre 20 e 40 graus para leste.

Em mega-escala estas dobras relacionadas às falhas são dobras por propagação de falha. Onde cessa a movimentação da falha, a deformação das rochas é acomodada em uma dobra característica com um flanco frontal curto de mergulho alto ou invertido. O modelo clássico de dobras por propagação de falhas foi descrito por Suppe (1985) e se aplica principalmente a ambientes deformacionais mais rúpteis (Figura III.1.3). Erslev (1991) descreve um novo modelo de dobra por propagação de falha, chamado de “Trishear” onde coloca uma zona triangular de deformação, atuando na frente do ponto de término da movimentação da falha, atingindo rochas tanto da lapa

como da capa e formando geometrias bastante distintas daquelas descritas por Suppe (1985). As dobras previstas no modelo de Erslev (1991) se assemelham mais aquelas encontradas em ambientes mais dúcteis-rúpteis como o observado na área estudada (Figura III.1.3). A ruptura das dobras pela propagação tardia e rápida do plano de falha pode ocorrer (Mitra 1990; Erslev 1991; Suppe & Medwedeff 1990). O que se observa na área estudada em mega-escala são anticlinais assimétricos com flancos curtos rompidos pela propagação das falhas associadas. Os flancos curtos são identificados pelo posicionamento verticalizados das camadas lito-estratigráficas, ou mesmo pela inversão estratigráfica, pela assimetria das dobras parasíticas e pela relação angular entre a foliação de plano axial das dobras e o bandamento/acamamento (Figuras III.1.4 e III.1.5).

Nos ambientes mais dúcteis se observa dobras por descolamento (Jamison 1987), criadas sobre um plano de descolamento paralelo ao acamamento, de forma que a deformação é acomodada pelo dobramento das rochas da capa do plano de descolamento, sem a formação de uma rampa. Dobras por descolamento requerem uma camada dúctil que receba o plano de descolamento de forma que as rochas da capa possam se deformar independentemente das rochas da lapa. Esta camada dúctil também deve preencher os espaços vazios formados durante o desenvolvimento da dobra. Este tipo de dobra é observado em micro e meso-escala dentro dos itabiritos cujas características reológicas os tornam muito suscetíveis a sofrer deslizamento entre seus estratos durante uma compressão.

As dobras em meso-escala (5 a 40 cm de amplitude) são apertadas a isoclinais, intrafoliais, assimétricas, de charneiras não angulosas, arredondadas e são observadas principalmente nos itabiritos muitas vezes formando um conjunto típico em chevron. Seus flancos estão muitas vezes rompidos e a região próxima à charneira mostra sinais de transposição e ruptura pelo cisalhamento (Figura III.1.6).

Uma marcante e conspícua foliação ocorre em toda a área (Figura III.1.7). Esta foliação, uma xistosidade (S1), com característico aspecto milonítico ao estudo microscópico, apresenta direção geral NS e mergulho de 20 a 30° para leste. Ela é penetrativa, paralela ao bandamento das rochas e plano axial das dobras isoclinais/intrafoliais. Nas partes menos deformadas ainda é possível identificar acamamentos e estratificações cruzadas.

Nas zonas de cisalhamento, S1 tem características miloníticas bem definidas, com recristalização dinâmica dos grãos de quartzo, que se tornam finos e poligonizados. Nestas regiões de alta deformação os bandamentos são metamórficos, gerados por transposição e não mais refletem os acamamentos sedimentares. S1 é marcada pela orientação planar de micas nos xistos e filitos, de

quartzo e micas nos quartzitos e metaconglomerados e pelas hematitas tabulares (especularitas) nos itabiritos (Figura III.1.8)

Uma lineação de estiramento mineral (L1) marcada principalmente por grãos de quartzo nos quartzitos e quartzo xistos; hematitas nos itabiritos e pelos clastos nos conglomerados, é visível nos planos da foliação S1 (Figura III.1.9).

Duas clivagens de crenulação são encontradas na área estudada. A primeira Cr1, mais rara, ocorre nas charneiras e flancos curtos das grandes dobras com direção média NS/30E (Figura III.1.10 e FIII.1.11). Esta crenulação é discreta, não penetrativa, separando litólitos milimétricos a centimétricos, sendo mais visível na formação ferrífera bandada e nos filitos e xistos micáceos. Os eixos desta crenulação são sub-horizontais, com direção norte-sul.

A segunda crenulação Cr2 tem a mesma direção, porém com vergência para leste com caimento médio 30 graus para oeste. Também é discreta, mais marcante nas rochas micáceas e está associada a dobras (F3) de charneiras arredondadas, com ângulo entre aba variando de 30 a 60 graus, assimétricas, com flanco curto a leste e flanco longo a oeste e vergência do plano axial para leste (Figura III.1.10)

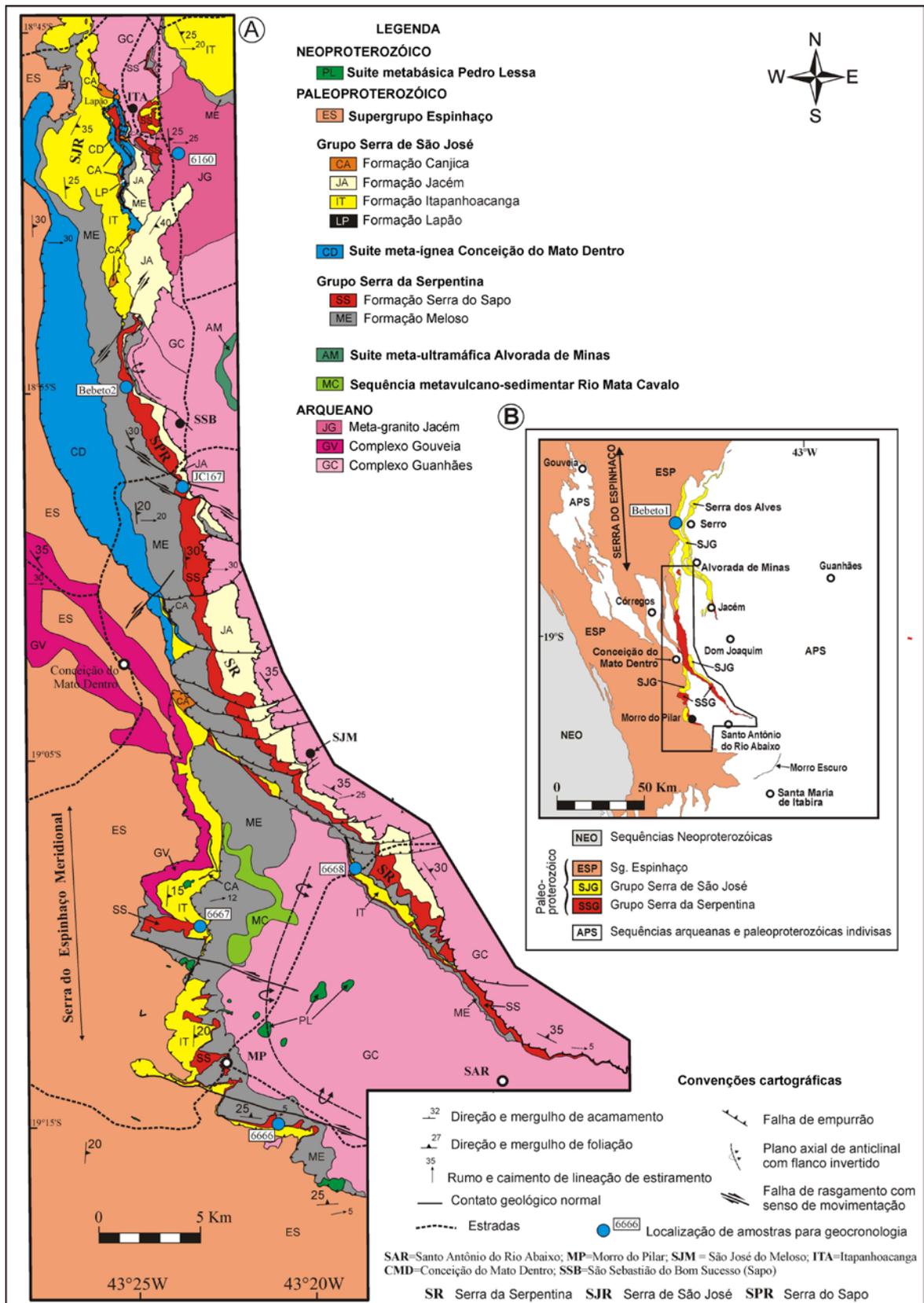


Figura III.1.2 – (A) Mapa geológico-estrutural da área em estudo. Versão Colorida em escala 1:50.000 em anexo. (B) Localização da área estudada em mapa geológico regional (figura adaptada de Pinto & Silva 2014).

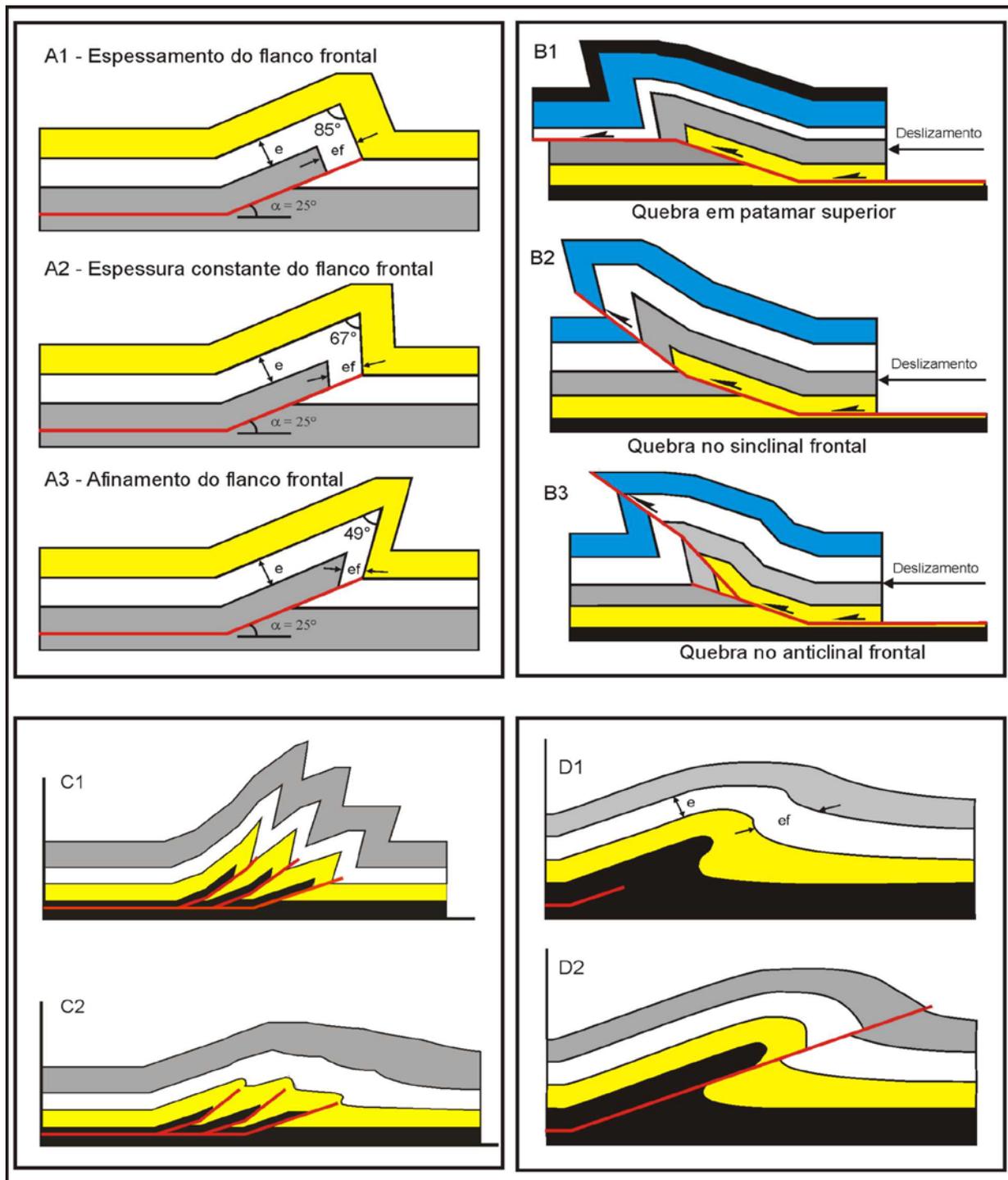


Figura III.1.3 – (A) Modelos de desenvolvimento de dobras por propagação de falhas segundo Jamison (1987). Neste modelo o ângulo entre o flanco longo e o flanco curto frontal se relaciona com a variação de espessura sofrida pelo flanco frontal durante a formação da dobra. Flancos frontais invertidos apresentam diminuição da espessura das camadas. e = espessura pré deformação. ef = espessura do flanco frontal pós deformação. (B) Modelos de ruptura da dobra pelo avanço rápido da falha segundo Mitra (1990) e Suppe e Medwedeff (1990). (C) Conjuntos de escamas de falhas interligadas por um plano de descolamento basal. C1 = modelo com dobras por propagação de falha segundo Suppe (1985). C2 Modelo com dobras por Trishear segundo Erslev (1991). (D) Ruptura de uma dobra Trishear pelo avanço rápido da falha.

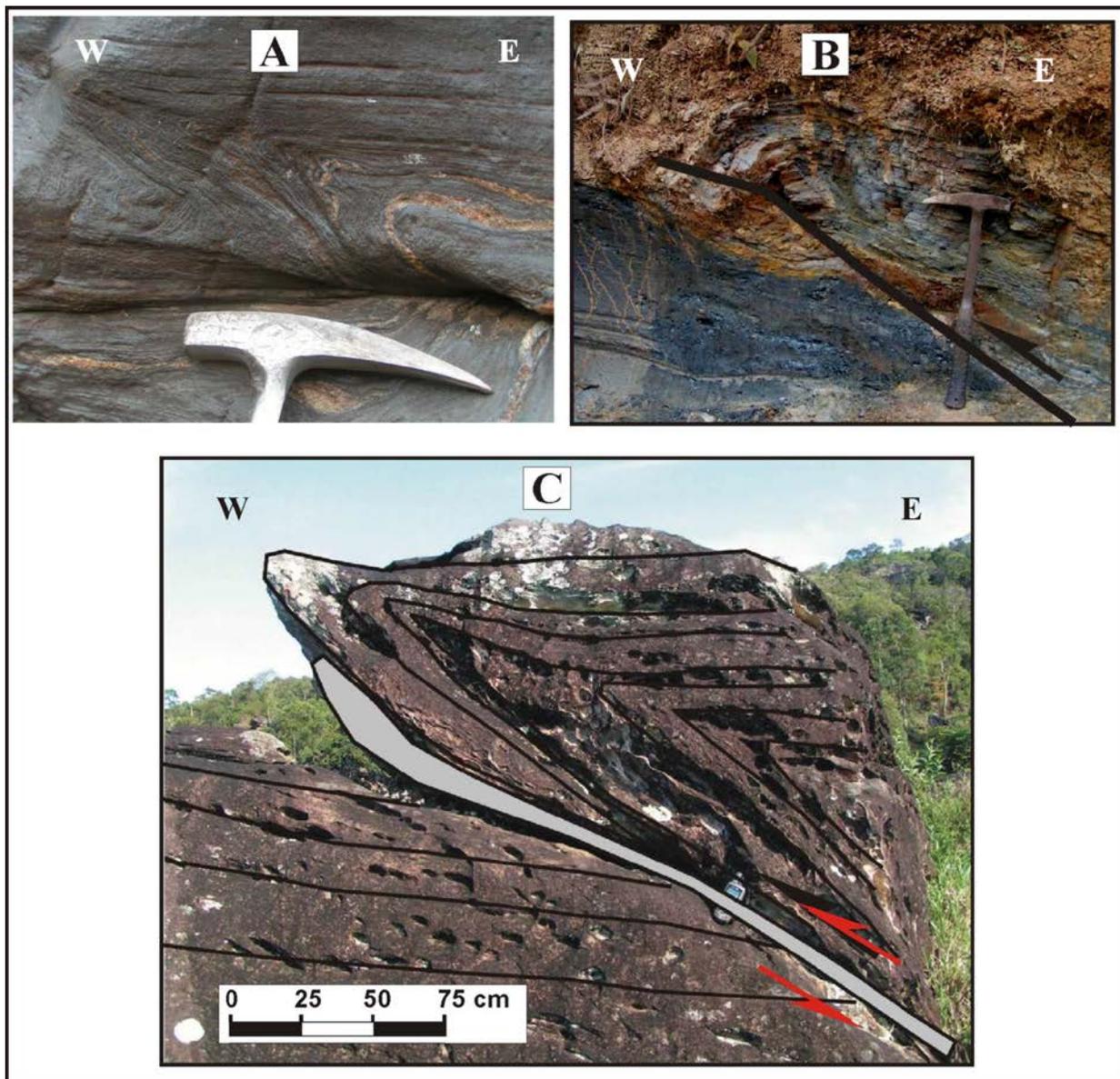


Figura III.1.4 – (A) Dobra F1 assimétrica, com espessamento de charneira em BIFs da Fm. Serra da Serpentina. (B) Dobra assimétrica relacionada à falha em BIFs da Fm. Serra do Sapo. Neste caso o flanco curto não está invertido a charneira é arredondada e o eixo tem orientação norte/sul, perpendicular a direção de transporte de massas. Vista de sul para norte, em corte. (C) Dobra com flanco curto invertido em quartzito do Sg. Espinhaço a florando 5 km a sul de Conceição do Mato Dentro. A faixa cinza indica a região de uma zona de cisalhamento com movimentação de empurrão. A dobra foi formada durante o desenvolver da falha e posteriormente foi cortada por ela.

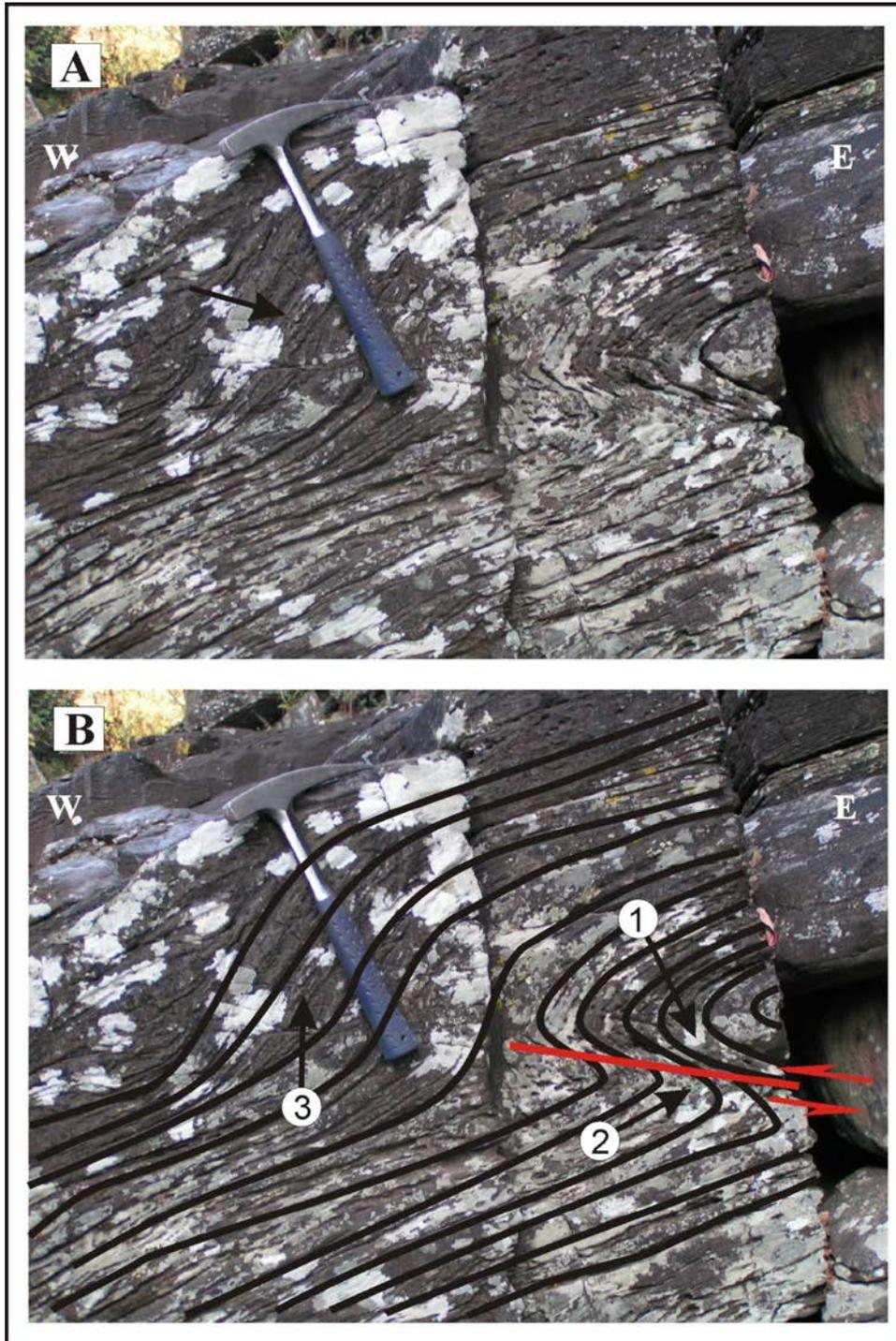


Figura III.1.5 – Fotografia de dobra associada à falha, observada em corte leste oeste em itabiritos da Fm Serra do Sapo. Afloramento no leito do Ribeirão das Lages ao norte de Morro do Pilar. Vista de sul para norte. Na porção interior da estrutura a falha (traço vermelho) corta o flanco invertido da dobra (1). As camadas na parte inferior da falha também sofreram deformação (2). No topo da terminação da falha a dobra é aberta, sem flanco invertido (3).

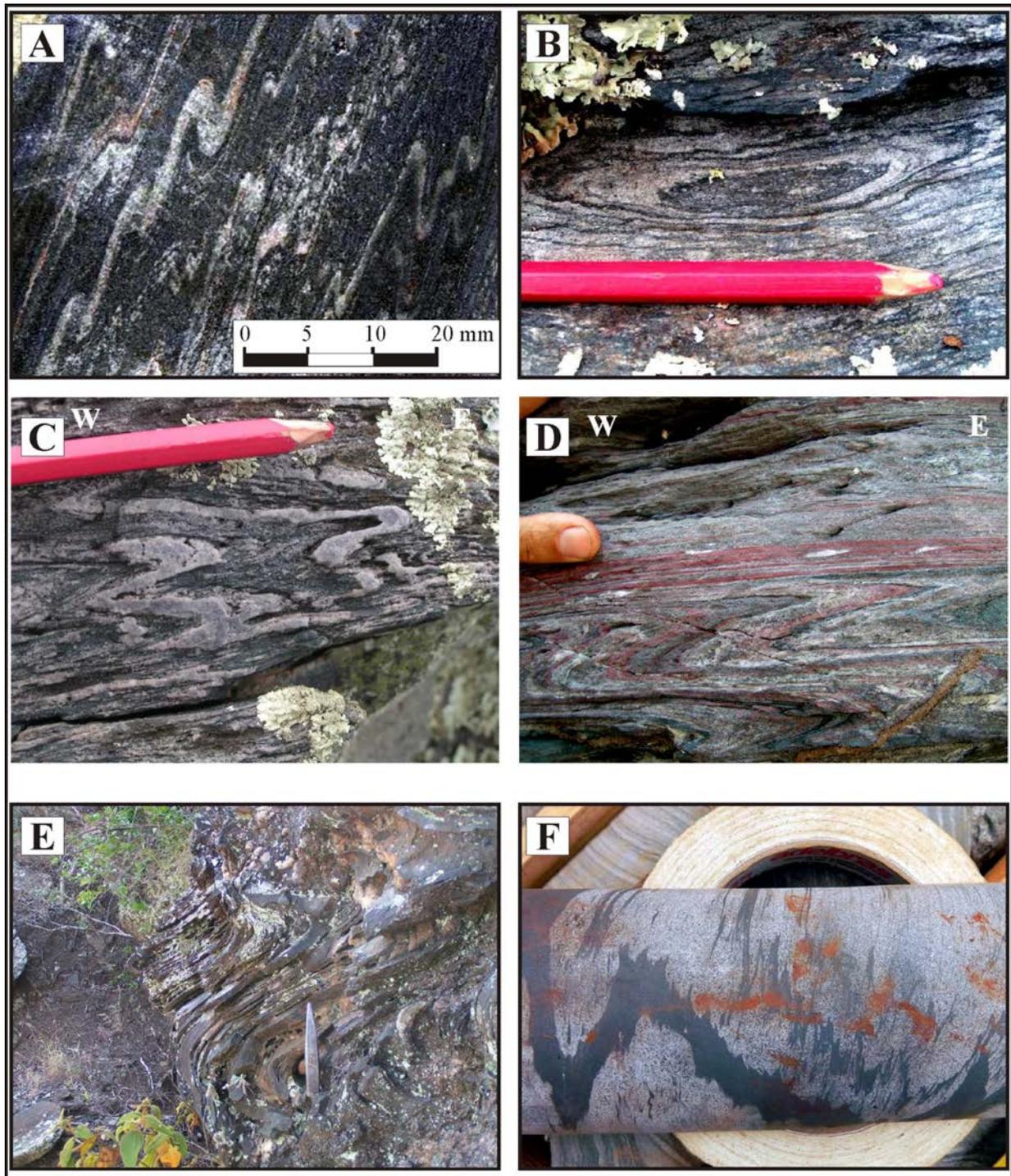


Figura III.1.6 – (A) Conjunto de dobras assimétricas intrafoliaais. (F1), apertadas, em itabirito, com eixo leste/oeste. (B) Dobra em bainha (F1) centimétrica, em itabirito. Este tipo de dobra indica deformações dúcteis de grande magnitude. (C) (D) (E) Exemplo de dobras de charneiras arredondadas com eixo norte/sul, observada em itabirito. (F) Dobras em itabirito com flancos sofrendo processo de transposição pela xistosidade de plano axial. Todos os itabiritos destas fotos são da Fm. Serra do Sapo.

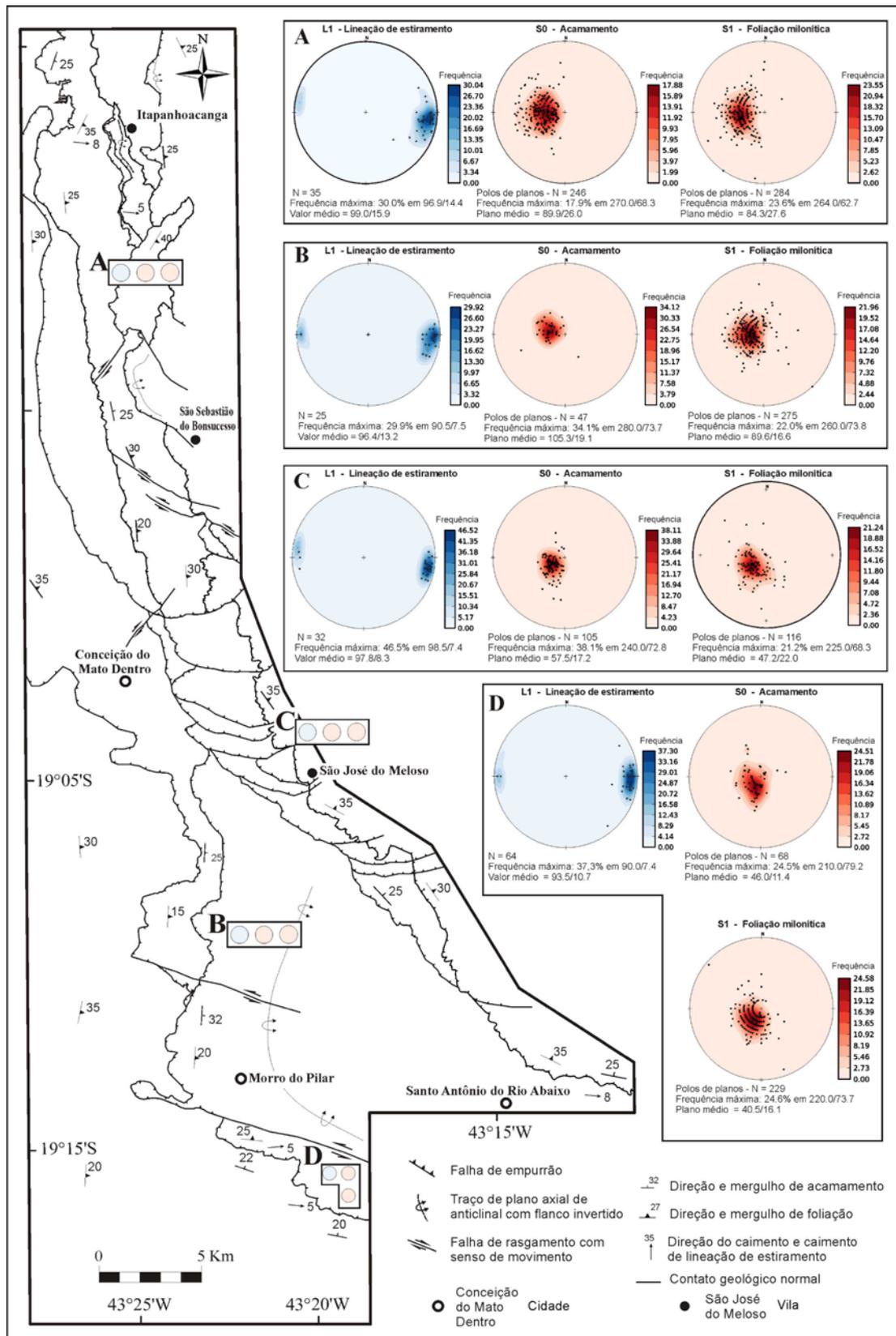


Figura III.1.7 – Diagramas de Igual-área indicando as atitudes de L1 (Lineação de estiramento), S0 (acamamento) e S1 (foliação milonítica) ao longo da área mapeada.

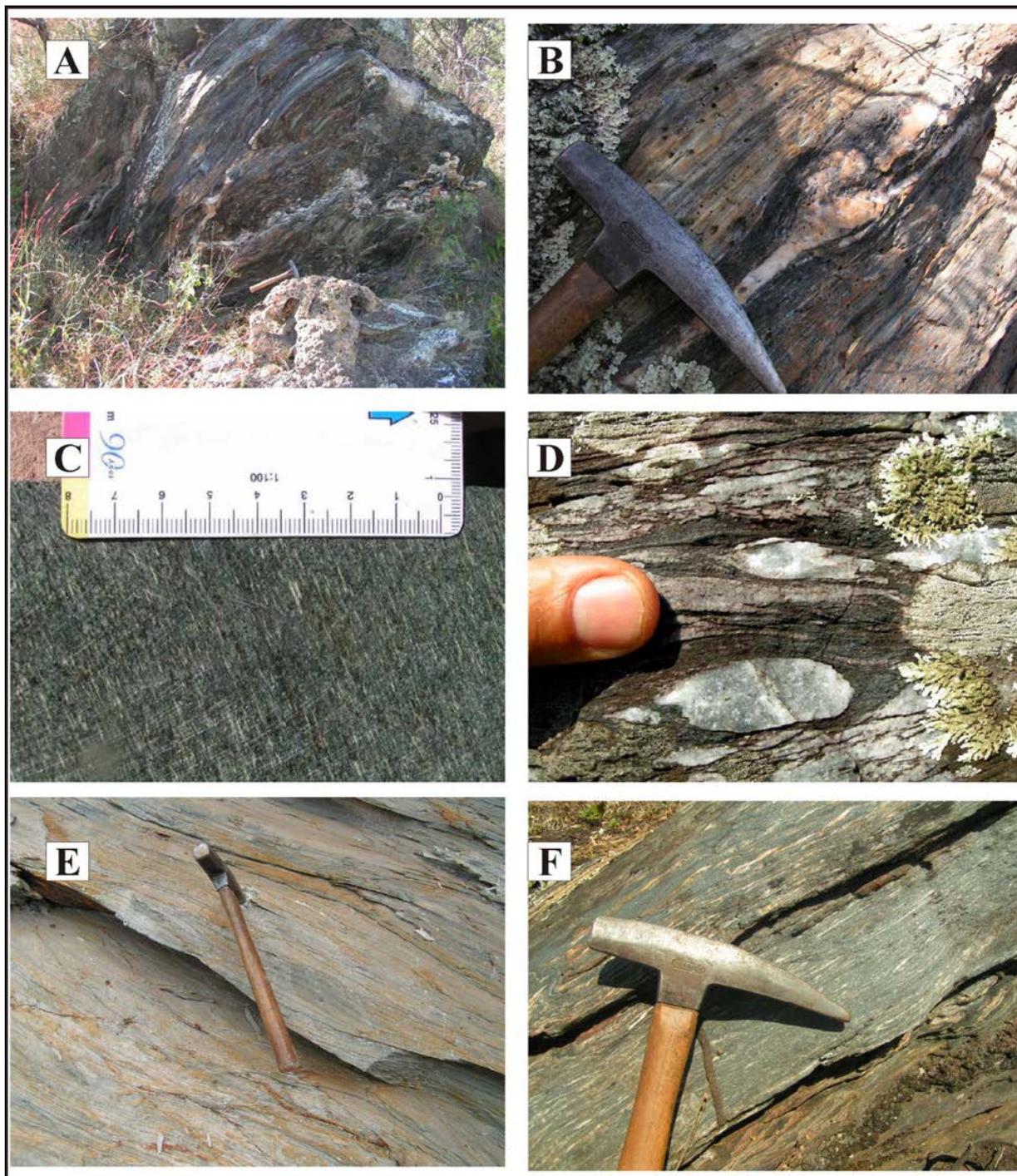


Figura III.1.8– (A) e (B) Zona de cisalhamento com intercalações de filonitos e milonitos de quartzitos (Fm. Meloso). Foliação milonítica muito bem marcada e veios de quartzo rompidos e estirados. (C) Xistosidade marcada por anfibólios, biotitas e feldspatos estirados em anfibolito da Suíte Pedro Lessa. (D) Veios de quartzo dobrados isoclinalmente e com rompimento dos flancos isolando charneiras que se assemelham a seixos dentro de quartzito da Fm. Itapanhoacanga. Pseudo-conglomerados são frequentemente criados desta maneira. (E) Milonito micáceos (filonito) da Fm. Meloso com foliação milonítica muito bem desenvolvida. (F) Itabirito da Fm. Serra do Sapo cisalhado mostrando foliação milonítica bem desenvolvida e bandamento original transposto.

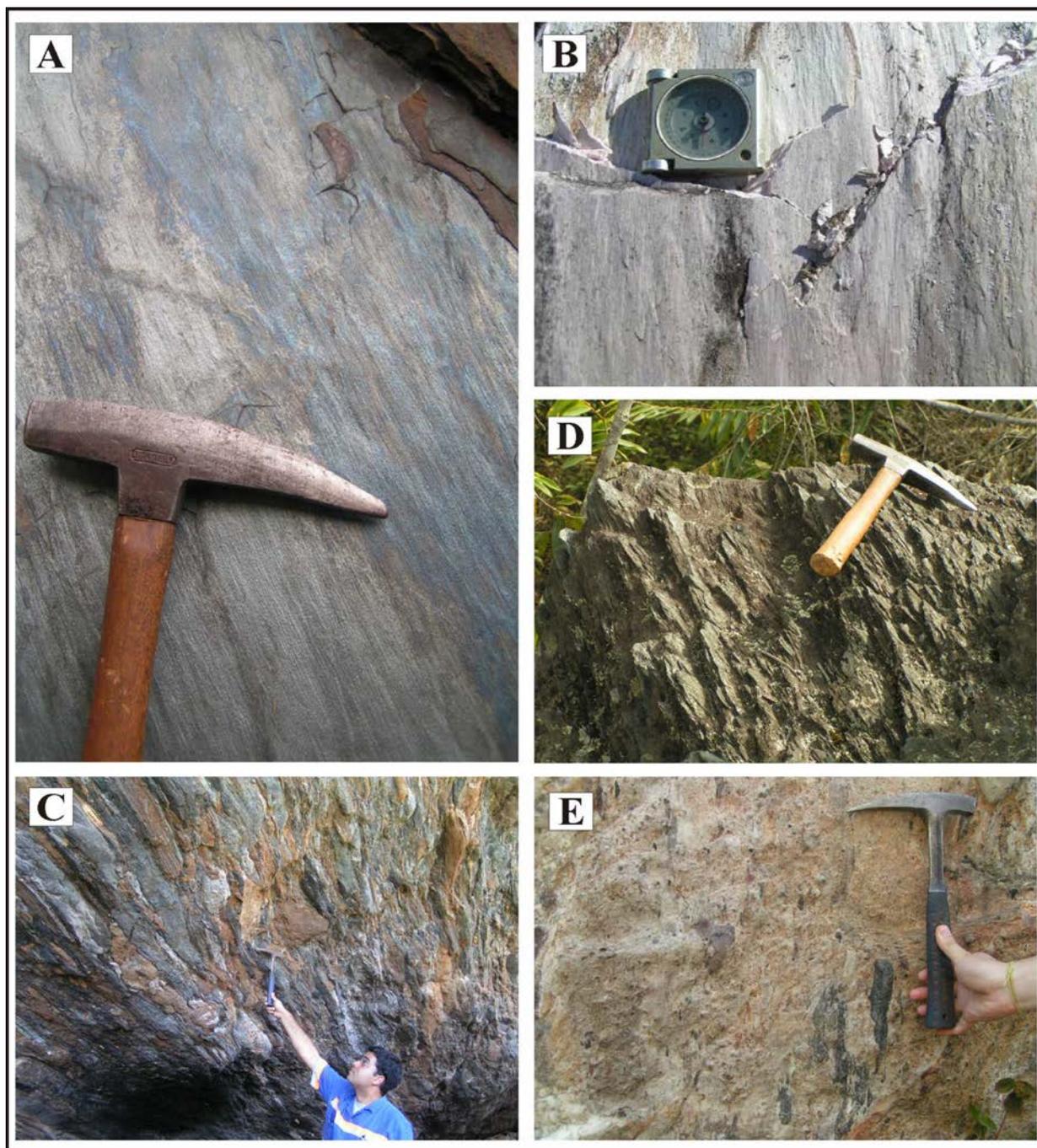


Figura III.1.9 – (A) Orientação linear de hematita e quartzo por estiramento mineral em plano de xistosidade S1 em itabirito da Fm. Serra do Sapo. (B) Lineação de estiramento mineral de grãos de quartzo em plano de foliação milonítica (S1) em quartzito da Fm. Itapanhoacanga. (C). Estiramento de clastos em metaconglomerado da Fm. Lapão. Os seixos chegam a apresentar razões entre o maior e o menor eixo de 30/1 neste plano do afloramento. (D) Orientação linear de cristas rochosas em afloramento de itabirito da Fm. Serra do Sapo. Estas cristas refletem a orientação linear das hematitas estiradas no itabirito. (E) Orientação linear por estiramento de clastos em metaconglomerado da Fm. Itapanhoacanga, observada no plano da xistosidade S1. Todas as orientações lineares mostradas nestas fotos são paralelas ao mergulho das camadas nos afloramentos fotografados e à direção geral de transporte de massas: leste/oeste.

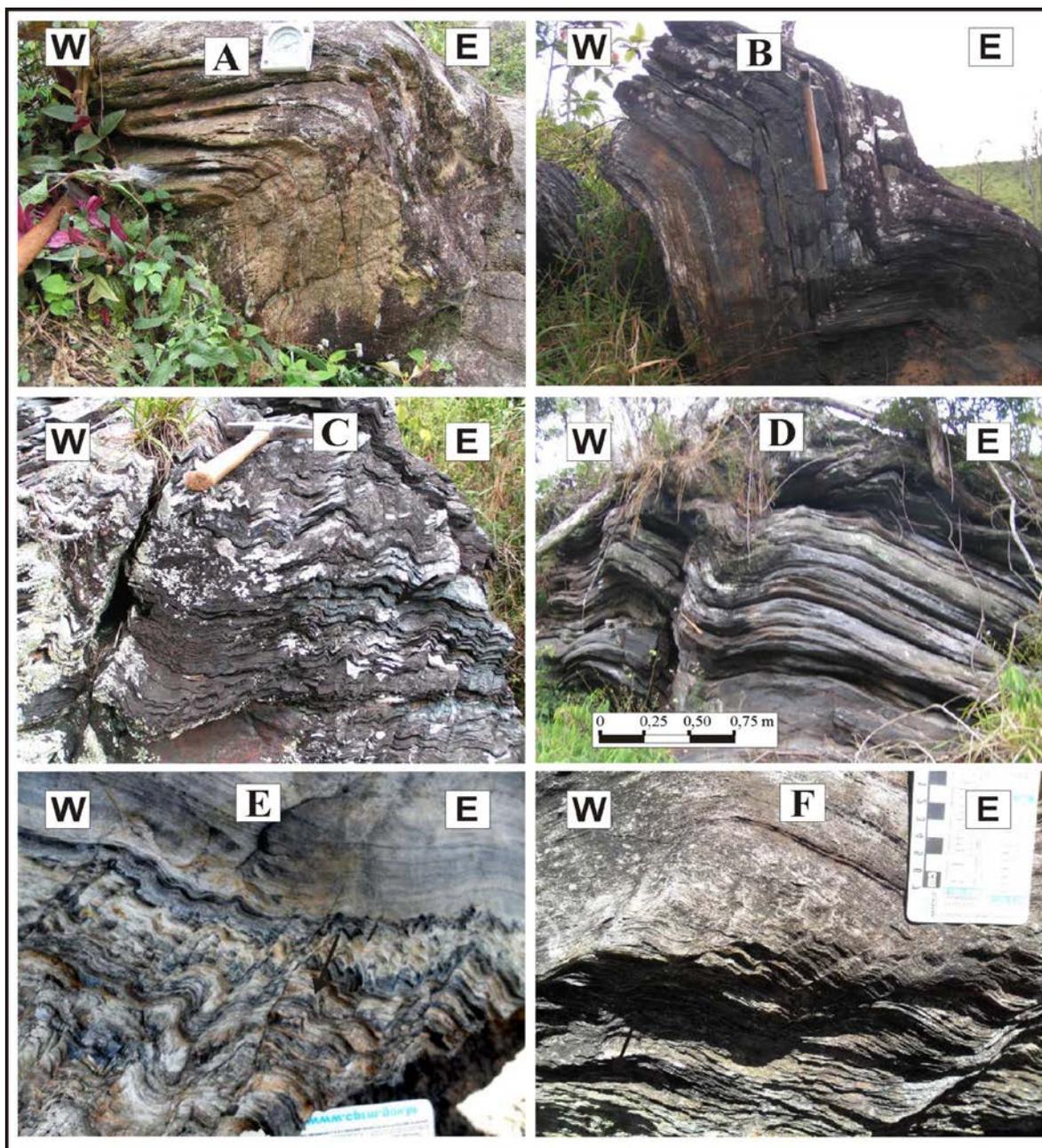


Figura III.1.10 – Exemplos de dobras F3 assimétricas, com flanco curto a leste, clivagem de crenulação como plano axial com vergência para leste. (A) Dobra assimétrica em quartzitos da F. Itapamhoacanga. Vista em corte. Flanco oeste sub-horizontal e flanco leste verticalizado. Foliação de crenulação, plano axial da dobra, com mergulho de 45° para oeste. O eixo tem rumo N30E e caimento sub-horizontal. (B) Dobras assimétricas em itabirito da Fm. Canjica com charneiras angulosas. (C) Formação ferrífera bandada da Fm. Canjica mostrando o padrão de dobra assimétrico em corte Leste-Oeste verticalizado. O flanco leste é curto e tem mergulho alto. O flanco oeste é longo e sub-horizontal. Uma foliação de crenulação de atitude média N15E/50 NW é plano axial destas dobras. (D) Dobras assimétricas em itabirito da Fm. Canjica. (E) Crenulações com clivagem de crenulação com vergência para leste em quartzito-mica xisto da Fm. Itapamhoacanga. (F) Clivagem de crenulação em quartzito da Fm. Itapamhoacanga vergindo para leste, com senso de movimentação indicando movimentação do topo para leste, isto é uma movimentação como um cisalhamento normal. Todos os afloramentos mostrados nesta figura se situam na Serra dos Alves ao norte de Serro (Figura III.1.2 B).

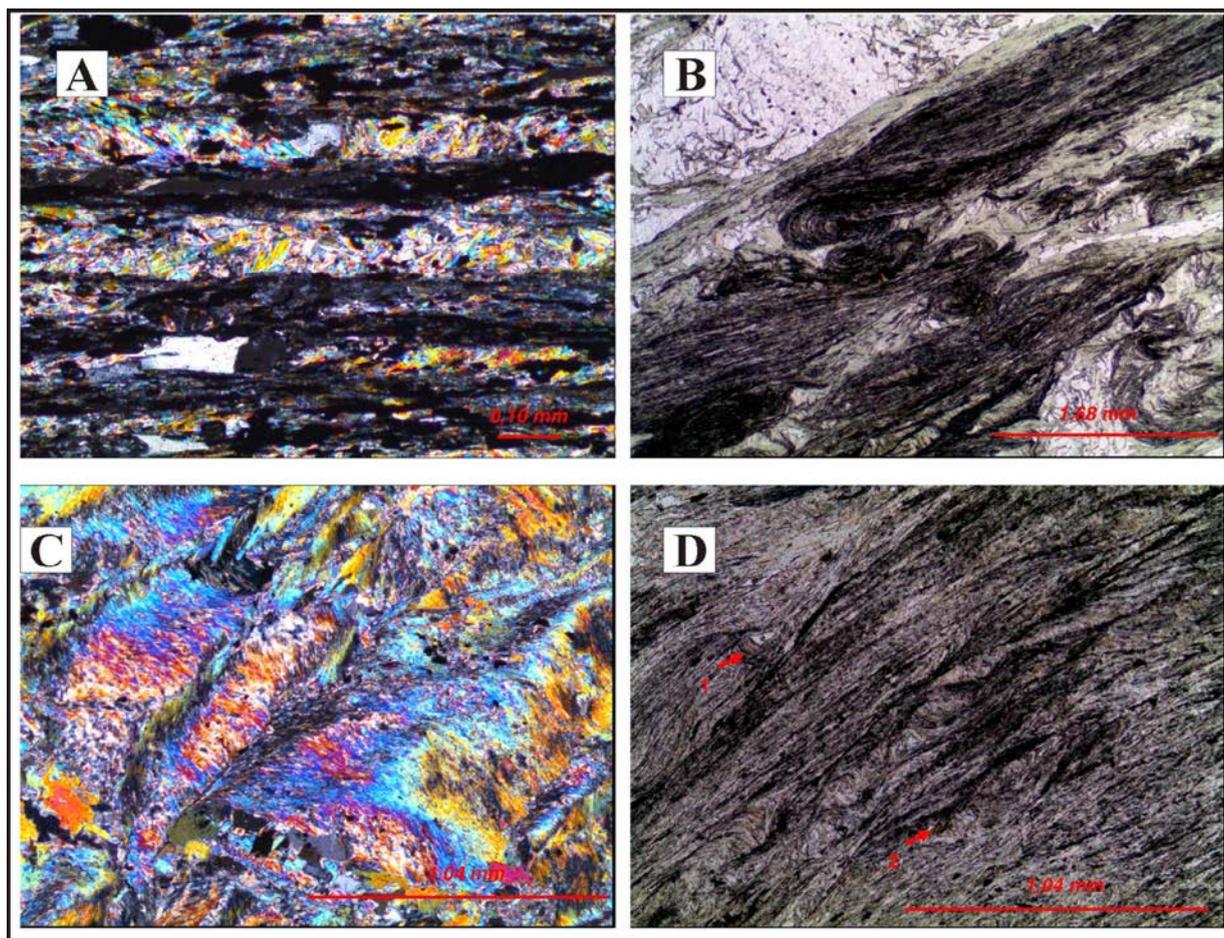


Figura III.1.11 – Clivagens de crenulação CR1 observadas em rochas filíticas e xistosas. (A) - Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-MPD-8-502. Hematita-sericita xisto milonítico da Fm. Meloso. Detalhe da foliação cisalhada, definida pela presença de filmes/cordões de sericita associados a algum quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 10x, ocular de 10x. (B) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-514. Clorita-quartzo-sericita xisto com grafita (milonito) da Fm. Meloso. Detalhe da foliação dobrada e transposta, definida pela orientação das faixas/filmes/cordões de sericita + clorita associado- entremeados por agregados poligonizados de quartzo. Notar cristais de minerais opacos impregnando os filossilicatos. Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (C)- Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-023-502. Epidoto-carbonato-sericita-quartzo xisto da Sequência Rio Mata Cavalo. Detalhe da foliação crenulada. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x (D) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-509. Quartzo-sericita xisto milonítico fa Fm. Itapanhoacanga. Detalhe da foliação crenulada, definida pela presença cristais de sericita impregnados por grafita. Notar cristais residuais de biotita (1), bem como pontuações de turmalina (2). Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 5x, ocular de 10x.

Discussões e interpretações

O acervo estrutural da área é típico de uma região atingida por uma compressão horizontalizada não coaxial (Herrgesell & Pflug 1986; Almeida-Abreu *et al.* 1988), gerando falhas de empurrão e dobras associadas. A compressão gera deslizamentos entre estratos e entre as camadas geológicas que são evidenciados pelas zonas de cisalhamento paralelas a bandamentos e a contatos litológicos. Estas zonas de cisalhamento entre estratos originam regiões decimétricas a métricas de concentração de deformação, com foliações SC nos filitos e características miloníticas nas rochas em geral.

Estes deslizamentos dão origem a dobras intrafoliais (F1) com rompimentos de flancos e transposição de acamamentos sedimentares gerando um bandamento metamórfico evidenciado principalmente nos itabiritos. Também são formados pseudo-conglomerados quando as charneiras quartzosas dobradas e rompidas adquirem um aspecto elipsoidal, ficando muito semelhantes a seixos de quartzo (Figura III.1.8D)

Dobras intrafoliais com amplitude variando de poucos centímetros a vários metros são observadas nos contatos litológicos e criam um bandamento de origem tectônica entre as litologias envolvidas.

Isto é, as dobras intrafoliais geram intercalações de uma litologia na outra, nas proximidades dos contatos, como se observa principalmente no contato entre os filitos, quartzitos e metadolomitos com os itabiritos que são muito dúcteis, se dobram e fluem facilmente.

A lineação de estiramento (L1), de minerais e clastos, marca a direção (Leste/Oeste) de movimentação das massas. Os eixos (B1) das dobras F1 encontram-se subparalelos a L1, indicando que foram formados precocemente durante a deformação. A rotação dos eixos dá origem a dobras em bainha que indicam uma grande ductibilidade e uma grande deformação das rochas atingidas. Uma foliação milonítica (S1) desenvolve-se paralela ao bandamento metamórfico e é plano axial das dobras intrafoliais (F1).

As dobras F1 e a foliação milonítica são observadas redobradas por dobras com decímetros a centenas de metros de amplitude (F2) de eixo norte/sul sub-horizontais (B2). Dobras F2 não tiveram seus eixos rotacionados para a direção de transporte de massas e como redobram F1 e S1 foram consideradas de desenvolvimento tardio durante a deformação. As dobras encontradas associadas às rampas de empurrão são todas de eixo norte sul (F2) o que faz supor que as rampas também se formaram tardiamente.

As rampas de falhas de empurrão formam um conjunto de leques imbricados, provavelmente com um plano de descolamento basal em comum (Rolim 1992). Muitas destas lascas de empurrão mostram o envolvimento do embasamento gnáissico-granítico na tectônica, fato já descrito na região por Almeida-Abreu *et al.* (1988). Entre uma rampa e outra se define um bloco (lasca) tectônico contendo uma sequência lito-estratigráfica preservada, isto é, em estado menos deformado do que nas zonas de cisalhamento desenvolvidas nas proximidades das rampas. Um bloco estrutural foi então definido como aquela sequência stratigráfica tectonicamente preservada e delimitada por falhas (Figura III.1.12).

No topo das rampas, antes do rompimento, são formadas dobras (F2) criando um par falha-dobra associada. Estas dobras são assimétricas, com flanco curto a oeste, mergulhando muito ou mesmo completamente invertido. Quando estas dobras envolvem toda ou grande parte da sequência stratigráfica, podemos observar inversões completas da stratigrafia em mapas geológicos de escala regional (Figura III.1.2). A clivagem de crenulação Cr1 de atitude média NS/30E é a foliação de plano axial destas dobras, crenulando S1. O eixo das crenulações é paralelo ao eixo das dobras F2 ambos com direção média NS e caimento sub-horizontalizado.

Todas as estruturas encontradas na região tem vergência para oeste com a exceção das dobras F3 e sua clivagem de plano axial Cr2.

A assimetria destas dobras (F3) e a vergência da foliação de crenulação para leste, indicam uma movimentação de massas de oeste para leste durante a sua formação. Esta movimentação de oeste para leste é contrária à movimentação de leste para oeste normalmente descrita (Herrgesell & Pflug 1986; Almeida-Abreu *et al.* 1988; Knauer & Grossi-Sad 1995; Almeida-Abreu & Renger 2002) nesta borda da serra do Espinhaço, associada à formação dos empurrões e cavalgamentos. Este tipo de movimentação, contrária ao padrão geral de movimentação em um cinturão de cavalgamentos, pode ser gerada por retro-cavalgamentos, isto é cavalgamentos com movimentação contrária ao sentido geral de movimentos de massas em uma zona de deformação ou de dobras, com vergência contrária a vergência geral da zona.

Na área foram encontradas dobras assimétricas e não retro-cavalgamentos, mas ambos são manifestações da movimentação de massas em sentido contrário (neste caso de oeste para leste) sendo as dobras somente uma manifestação mais dúctil.

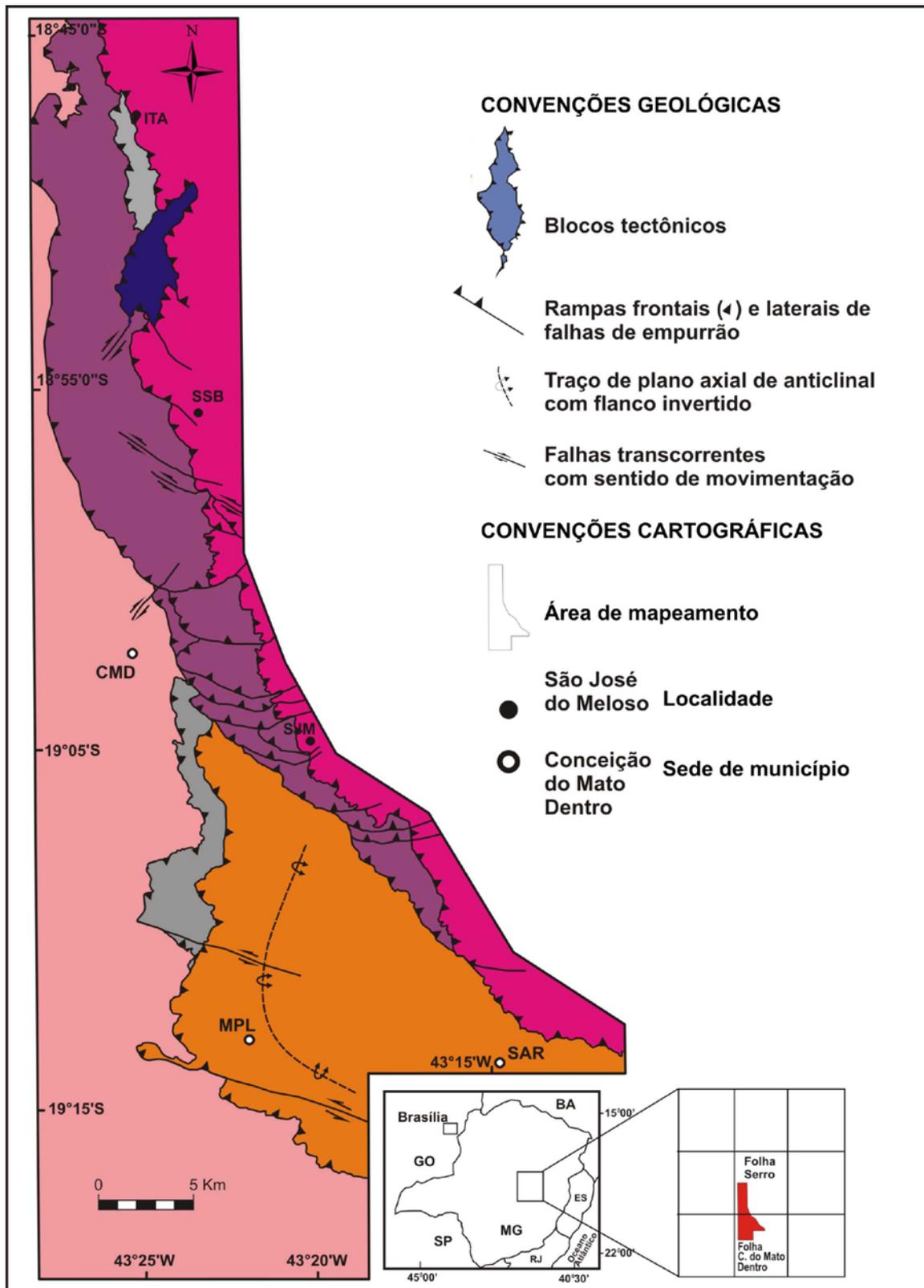


Figura III.1.12 - Mapa de blocos estruturais da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional. Os Blocos são definidos pelas falhas e contêm em seu interior o empilhamento estratigráfico preservado. Cidades e vilas: ITA = Itapanhoacanga; SSB = São Sebastião do Bom Sucesso (Sapo); CMD = Conceição do Mato Dentro; SJM = São José do Meloso; MPL = Moorro do Pilar e SAR = Santo Antônio do Rio Abaixo.

Alguns trabalhos de modelagem física de zonas de cisalhamentos demonstram a formação deste tipo de dobras e retro-cavalgamentos (Ribeiro 2001; Merle & Abidi 1995) cujos resultados estão mostrados nas Figuras III.1.13 e III.1.14.

Nas figuras III.1.13 e III.1.14, os modelos estruturais mostram a gênese de clivagem de crenulações contracionais, isto é, formadas por contração e cisalhamento com movimentação reversa: o topo da clivagem se movimenta para cima. A grande maioria das clivagens Cr2 observadas se encaixa neste modelo: são clivagens de crenulação reversas (Platt 1979 1984; Platt & Vissers 1980). As duas crenulações contracionais (Cr1 e Cr2) foram provavelmente geradas concomitantemente como um par conjugado durante o evento contracional.

Algumas clivagens observadas mostram movimentação aparentemente extensional, isto é, como uma falha normal onde o topo da falha se movimenta para baixo (Figura III.1.10F).

Estas clivagens extensionais foram interpretadas por Marshak *et al.* (2006) como geradas pelo colapso do orógeno Araçuaí, isto é, estas estruturas teriam se formado após cessar a atuação das forças compressivas do evento deformacional e o orógeno se colapsar sobre o próprio peso (Reya *et al.* 2001). A reativação com movimentação normal das duas Crenulações (CR1 e CR2) durante o colapso orogénico explicaria os aspectos extensionais observados.

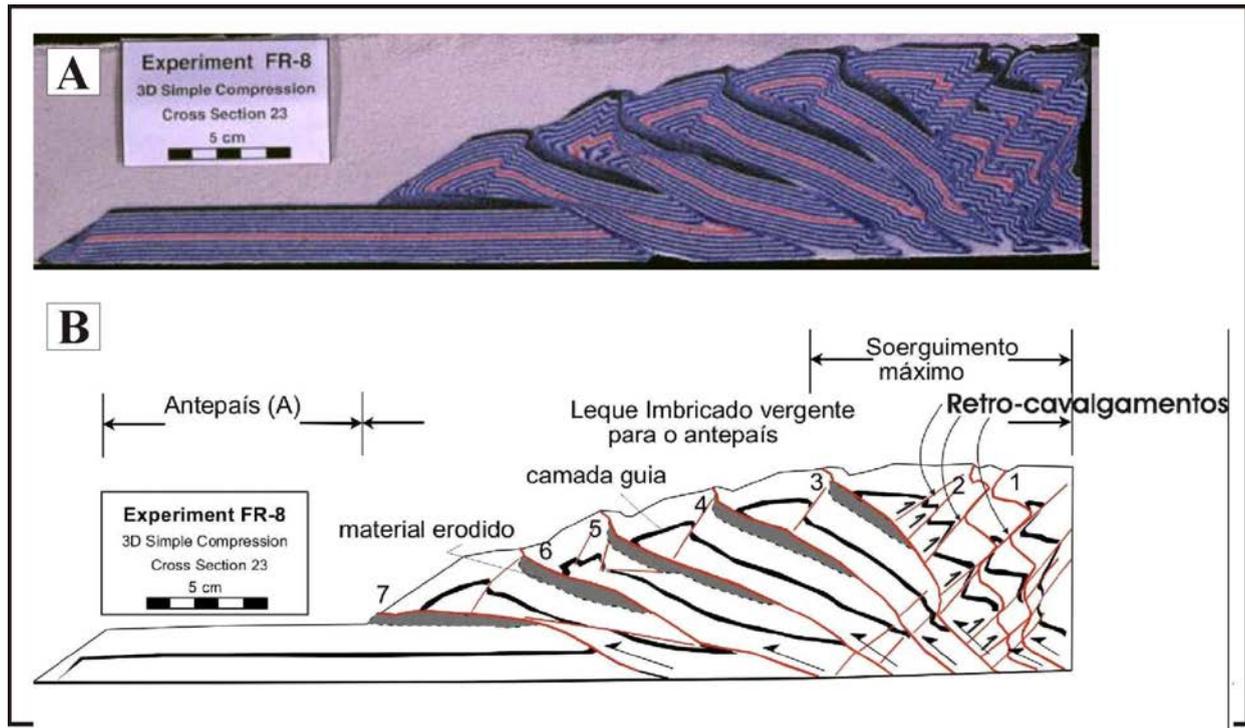


Figura III.1.13 – (A) Vista da seção vertical, longitudinal, de uma modelagem física de sistema de falhas de empurrão feita por Ribeiro, (2001). As camadas, originalmente em posição horizontal (como à esquerda na fotografia) foram comprimidas (da direita para a esquerda) por um anteparo posicionado na borda direita da foto. As camadas são formadas por areia colorida. A deformação obtida simula sistemas de falhas de empurrão observadas na natureza. O transporte geral das massas é da direita para a esquerda, mas ocorre também a formação de retro-cavalgamentos (isto é, cavalgamentos com movimentação de massas contrária ao sentido de compressão) e de dobras a eles associados, no canto superior direito da foto. (B) Interpretação da fotografia do modelo físico mostrado na Figura 9A. Observe que os retro-cavalgamentos do canto direito da figura atingem as primeiras falhas de empurrão formados no modelo (de números 1 e 2). Estes falhas estão dobradas e até falhadas pelos retro-empurrões. Os números indicam a ordem de geração das falhas. As setas indicam o sentido de movimentação das massas. Figura retirada integralmente de Ribeiro (2001).

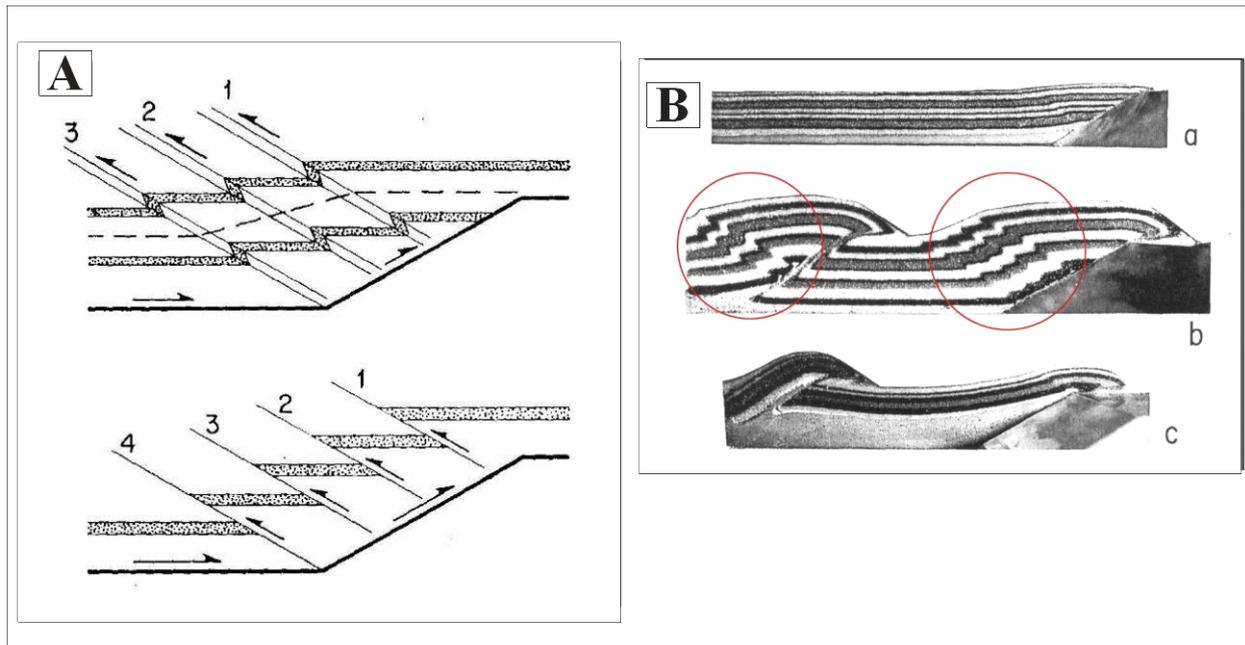
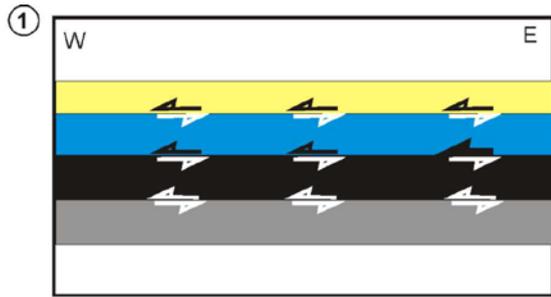
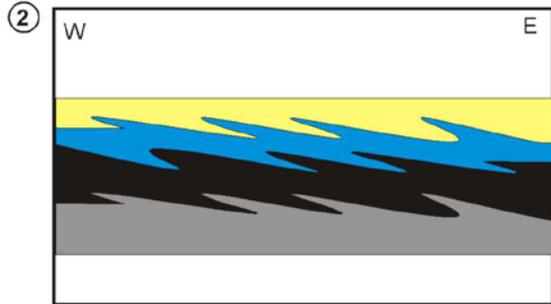


Figura III.1.14 - (A) Experimento de modelagem física da formação de sistemas de cavalgamentos feito por Merle e Abidi (1995). Desenho esquemático feito por Merle e Abidi (1995) para ilustrar a gênese de retro-cavalgamentos e/ou de dobras assimétricas por sobre rampas de falhas de empurrão, ambos com movimentação de massas contrária a direção geral de transporte e compressão. Diferenças de comportamento reológico explicam a formação de estruturas rúpteis ou de estruturas dúcteis. Os números indicam a ordem de formação das falhas e as setas indicam a direção de transporte de massas, que, nesta figura é da esquerda para direita. (B) Veja em destaque dentro dos círculos vermelhos, como se formam dobras assimétricas com planos axiais com vergência contrária a direção principal de compressão. A direção de compressão é da esquerda para a direita, nesta figura. Figura adaptada de Merle e Abidi (1995).



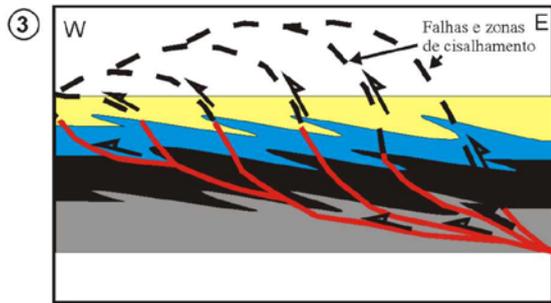
Síntese Estrutural

Um único evento deformacional compressivo de direção Leste-Oeste E1 englobando uma fase distensiva tardia.

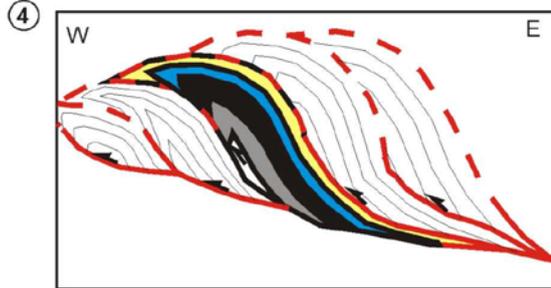


① Deslizamentos entre estratos.

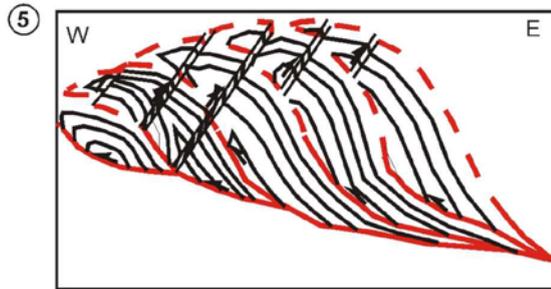
② Formação de dobras intrafoliais (F1) com eixo subparalelo à lineação de estiramento mineral e à direção de transporte de massas. Intercalações entre camadas nas proximidades dos contatos;



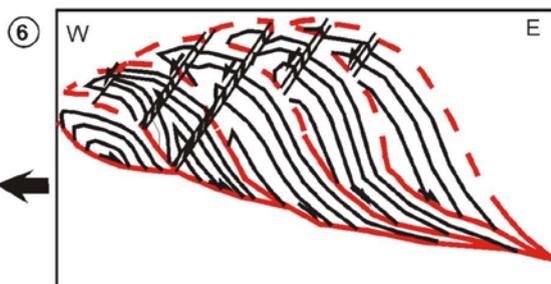
③ Formação de um conjunto de falhas de empurrão que delimitam blocos tectônicos com estratigrafia preservada.



④ Dobras (F2) associadas a rampas de empurrões com clivagens de crenulação (Cr1) como foliação de plano axial e eixos em ângulos altos com a lineação de estiramento (L1) São dobras assimétricas com flancos curtos a oeste.



⑤ Retro-cavalgamentos formando dobras assimétricas abertas (F3) com plano axial vergindo para leste e eixo norte-sul, sub-horizontalizado. Clivagem de crenulação (Cr2), plano axial de F3 com atitude média NS/40W.



⑥ Fase tardia distensiva, relacionado ao colapso do Orógeno Araçuaí reativando as clivagens de crenulação em movimentos normais.

III.2 – ESTRATIGRAFIA DAS SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES PORTADORAS DE BIFs

Introdução

Este trabalho, baseado nos resultados de mapeamentos geológicos, geofísicos, geocronológicos e nos dados oriundos de trabalhos de exploração mineral executados na região, contribui para o detalhamento da estratigrafia interna das sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas bandadas encontradas na borda leste da Serra do Espinhaço meridional e para a compreensão das relações destas unidades com as outras unidades geológicas presentes na região. O resultado é a redefinição de algumas unidades e o reposicionamento estratigráfico de outras. Foram mantidos os nomes já consagrados na literatura, mas novas formações e grupos foram criados e nomeados.

Serão apresentadas as estratigrafias de duas unidades metassedimentares portadoras de BIFs – Grupo Serra da Serpentina e Grupo Serra de São José. A definição destas estratigrafias só foi possível após a delimitação dos blocos tectônicos limitados por falhas e zonas de cisalhamento e que contem em seu interior o empilhamento estratigráfico preservado dos efeitos da deformação tectônica.

Posicionamento geológico

A Cadeia ou Serra do Espinhaço Meridional é constituída principalmente por rochas do Supergrupo Espinhaço, que compreende um conjunto de rochas metassedimentares siliciclásticas com aproximadamente 4000 m de espessura (Martins-Neto *et al.* 2001) cujos sedimentos se depositaram em uma bacia tipo *rifte-sag* intra-continental. O Supergrupo Espinhaço constitui parte do cinturão de dobras e falhas que bordeja o Cráton São Francisco na sua porção sudeste (Figura III.1.1).

Na borda leste da Serra do Espinhaço afloram as formações de base do Supergrupo Espinhaço – Formação São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, além de duas sequências metassedimentares características desta região: Grupo Serra da Serpentina e Formação Itapanhoacanga.

O Grupo Serra da Serpentina (Dossin 1985) aflora na serra homônima (Figura III.1.2 e III.2.1) que é importante feição geomorfológica paralela a Serra do Espinhaço. Este conjunto de morros alinhados ganha diversos nomes locais: Serra do Sapo no seu extremo norte entre Itapanhoacanga e

São Sebastião do Bonsucesso (Figura III.1.2); Serra da Serpentina propriamente dita entre São Sebastião do Bonsucesso e Santo Antonio do Rio Abaixo, Serra da Ferrugem ou Serra do Cangueiro, em um ramo oeste, e Serra da Escadinha na porção entre Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar.

O Grupo Serra da Serpentina compreende um conjunto de rochas metassedimentares clásticas e químicas dividido por Knauer & Grossi-Sad (1997) em três unidades litoestratigráficas: a unidade basal constituída por quartzos xistos e quartzitos; a unidade intermediária constituída por formações ferríferas bandadas e a unidade de topo, que agrupa filitos e quartzitos finos. Este pacote metassedimentar já foi alvo de um grande número de trabalhos (Assis 1982; Ulhein 1982; Vilela & Santos 1983; Herrgesell 1984; Dossin 1985; Grossi-Sad *et al.* 1989; Almeida-Abreu *et al.* 1989) devido à importância econômica das suas formações ferríferas e sua divisão em três unidades é aceita pela maioria dos autores, porém recebendo nomes diferentes associados às inúmeras controvérsias em relação às associações litológicas de cada unidade e ao seu posicionamento estratigráfico.

A Formação Itapanhoacanga é litologicamente semelhante às formações da base do Supergrupo Espinhaço. Ela é constituída por quartzitos médios sericíticos, brancos a ferruginosos, contendo lentes de metaconglomerados polimíticos cujas quantidade, tamanho e variabilidade litológica dos clastos diminuem de oeste para leste. Variação semelhante é descrita também para o Supergrupo Espinhaço por Guimarães (1992).

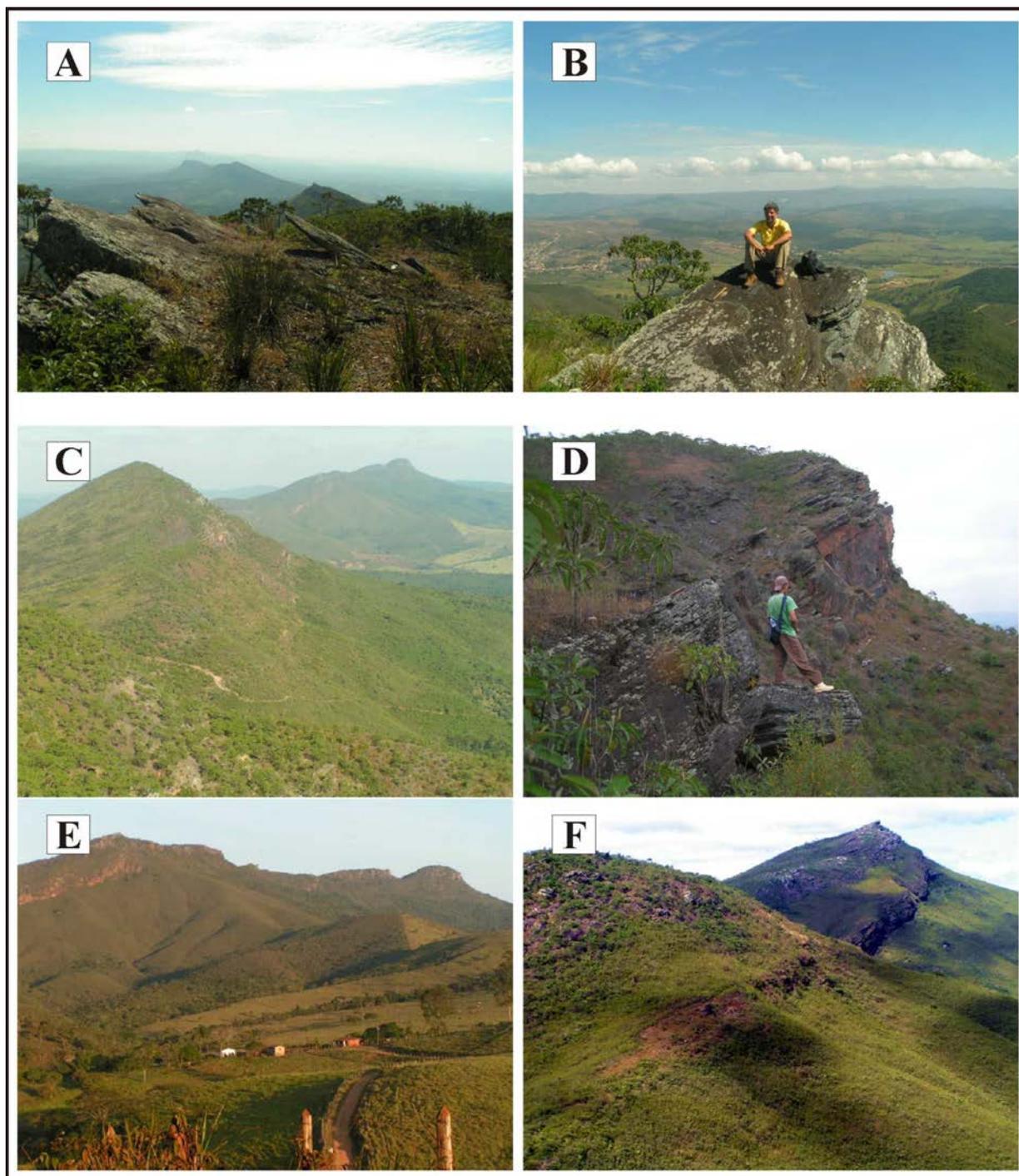


Figura III.2.1 – Afloramentos do Grupo Serra da Serpentina na serra homônima. As cristas rochosas no alto são afloramentos de itabiritos. (F) a crista superior é de itabiritos e a crista inferior, na meia encosta é formada por filitos cinza.

O embasamento das sequências metassedimentares é o Complexo Guanhães (Grossi-Sad *et al.* 1989; Bastos Neto 1982; Grossi-Sad *et al.* 1997) que reúne as rochas de idade arqueana – 2,66 a 2,87 Ga (Brito-Neves *et al.* 1979 e Silva *et al.* 2002). É formado por rochas graníticas e granodioríticas, frequentemente milonitizadas e migmatizadas, gnaisses bandados, granada-anfibólio-biotita-quartzo xistos e muscovita quartzitos brancos e grossos (Figura III.2.2).

Diversas unidades ígneas e meta-ígneas intrudem o Complexo Guanhães na região da borda leste da Serra do Espinhaço meridional (Figura I.3.1): a Suíte meta-ígneia Alvorada de Minas, os plutonitos Jacém e Dom Joaquim, a Unidade meta-ígneia Conceição do Mato Dentro, os granitos Borrachudos e a Suíte Pedro Lessa. A Suíte meta-ígneia Alvorada de Minas (Almeida-Abreu *et al.* 1989) é um conjunto de corpos de rochas ultramáficas, de idade entre 2,05 e 2,22 Ga (U/Pb em zircões – Hagedorn 2004), com formato irregular, alongados na direção norte sul com comprimento variando de 1 a 30 km, que se distribui ao longo de toda a borda leste e concentra-se no entorno de Serro, Alvorada de Minas e Dom Joaquim (Figura III.1.2 e I.3.1). Os litotipos ultramáficos tem afinidade toleítica, estão metamorfisados na fácies xisto verde alto a anfíbolito baixo, foram intensamente hidrotermalizados e portam depósitos estratificados de cromitas (Zapparoli 2001).

A origem e o posicionamento geotectônico destes corpos ultramáficos é motivo de controvérsias. Em uma primeira hipótese eles seriam ofiolitos (Renger 1972 e Fogaça 1976); em uma segunda hipótese eles seriam partes de cinturões de rochas verdes arqueanos correlatos ao Supergrupo Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero (Ulhein 1982; Ulhein & Dardenne 1984; Dossin 1985) e na terceira hipótese, estas rochas seriam parte de complexos acamadados, intrusivos, intracratônicos (Angeli & Carvalho 1996; Suita & Hartmann 1996 e Zapparoli 2001).

Os plutonitos Jacém e Dom Joaquim (Knauer & Grossi-Sad 1997) são parte de um conjunto meta-ígneo de idade presumidamente arqueana ou paleoproterozoica. São granitoides porfiríticos, foliados, metamorfisados e em parte migmatizados, com fenocristais de feldspato branco, que formam dois corpos ovalados com 15 a 20 km de comprimento, posicionados entre Alvorada de Minas, Jacém e Conceição do Mato Dentro (Figura I.3.1).

A Suíte meta-ígneia Conceição do Mato Dentro (Knauer 1990 e Grossi-Sad *et al.* 1997) é um conjunto de rochas ácidas vulcânicas a hipoabissais às quais se atribui um posicionamento na base do rifte que dá origem a Bacia Espinhaço (Herrgesell 1984; Dussin 1994). É formada por metariolitos e metariodacitos de cor cinza clara, textura porfirítica, com característicos fenocristais de quartzo azulado (Renger 1970). Datações conferem à Suíte idade em torno de 1,72 Ga (Brito-

Neves *et al.* 1979; Machado *et al.* 1989; Dussin 1994). A Suíte Borrachudos é genética e geocronologicamente correlacionada a Suíte Conceição do Mato Dentro (Dussin 1994), sendo constituída por diversos corpos de granitos alcalinos anorogênicos que se posicionam no interior do Complexo Guanhães (Figura I.3.1).

A Suíte Pedro Lessa (Knauer 1990) é composta por metagabros de idade neoproterozoica, toniana (Machado *et al.* 1989; Silva *et al.* 1995; Silva *et al.* 2002), que ocorrem de maneira muito conspícua na forma de soleiras e diques, em toda a Serra do Espinhaço meridional. Formam corpos com espessura variando de centímetros a dezenas de metros, cortando tanto as sequências metassedimentares como as meta-ígneas e o Complexo Guanhães (Figura I.3.1).

Diques de diabásio de direções NS, EW, NNW e NE ocorrem cortando todas as rochas pré-cambrianas (Silva *et al.* 1995). Não estão deformados ou metamorfisados e tem preservada sua textura ígnea. Foram datados em 120 Ma (K/Ar - Silva *et al.* 1995).

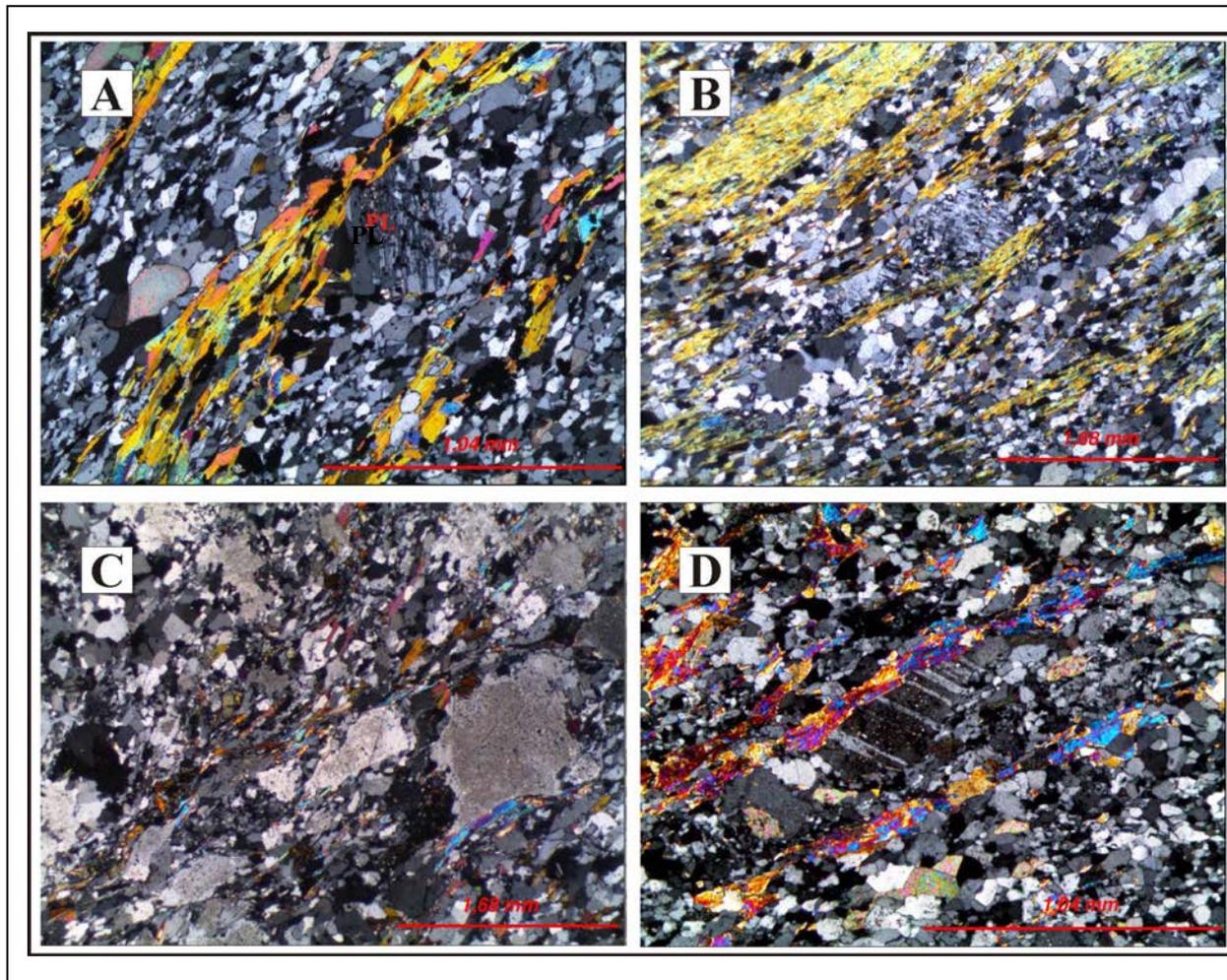


Figura III.2.2 Rochas do Complexo Guanhanes na área estudada. (A) - Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-015-502. Milonito de rocha ígnea, hidrotermalizada. Detalhe da foliação definida pela orientação dos agregados poligonizados de quartzo e algum carbonato, associados/entremeados aos cordões/filmes de sericita. Notar clasto de plagioclásio (PL). Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x. (B) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-MPD-5-503. Plagioclásio-sericita-quartzo xisto milonítico com titanita (milonito de rocha granítica). Detalhe da foliação conferida pela orientação dos agregados recristalizados de quartzo e plagioclásio entremeados por cordões de sericita. Notar clasto estirado de plagioclásio. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (C) - Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-023-504. Milonito de biotita granito com alanita, titanita e ilmenita. Detalhe da matriz composta por agregados recristalizados e orientados de feldspatos e quartzo, associados aos filmes de filossilicatos. Notar porfiroclastos de plagioclásio saussuritizado. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5x, ocular de 10x. (D) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-501. Milonito de tonalito/granodiorito. da rocha. Detalhe da foliação definida pela orientação dos agregados poligonizados de quartzo e feldspatos associado-entremeados por filmes/cordões anastomosados de mica branca. Notar clasto estirado de plagioclásio. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x.

Proposta estratigráfica para os Grupos Serra da Serpentina e Serra de São José

Grupo Serra da Serpentina

Nesta proposta estratigráfica (Figura III.2.3), duas formações compõem o Grupo Serra da Serpentina. A formação predominantemente pelítica de base, que agora denominamos Formação Meloso e a unidade predominantemente itabirítica de topo, já denominada de Formação Serra do Sapo por Almeida-Abreu *et al.* 1989.

A Formação Meloso tem seus perfis típicos ao longo da MG-010, a aproximadamente 10 km ao norte de Conceição do Mato Dentro e também nos arredores do lugarejo de São José do Meloso (coordenadas UTM 674433E – 7889502N Datum Sad69 Meridiano Central 23S) na estrada que sai desta vila seguindo para oeste, rumo a Serra do Cangueiro (nome local da Serra da Serpentina). Ela tem espessura média de 300 m, podendo atingir 700 m nas proximidades da cidade de Conceição do Mato Dentro, mas sua espessura varia muito podendo chegar a poucos metros em alguns locais como ao norte de Morro do Pilar. A variabilidade da espessura total da Formação Meloso assim como a variação na espessura, granulometria e continuidade lateral dos seus componentes litológicos são características importante da unidade.

Na base da Fm. Meloso ocorrem lentes de quartzitos de espessura métrica a decamétrica intercalados em quartzo-clorita-sericita xistos da Formação Meloso. Estes quartzitos predominam sobre os xistos nas porções oeste de ocorrência da unidade e são ora sericíticos, ora ferruginosos ou manganésíferos. Acima dos quartzitos ocorre a rocha característica desta formação: um quartzo-clorita-sericita xisto fino, branco esverdeado, que, quando intemperizado, se mostra de cor rosada a avermelhada podendo variar para creme ou amarelo. No topo do quartzo-clorita-sericita xisto ocorre comumente um filito de cor cinza claro a prateado, que mostra um bandamento milimétrico constituído pela alternância de níveis sericíticos e níveis predominantemente quartzosos. Nos níveis micáceos é comum a presença de hematita tabular. Típico destes filitos é a presença de idioblastos de magnetita tardi a pós-tectônica como cristais bem formados, com 1 a 3 milímetros de aresta, que perfazem em média 5 %, mas podem chegar localmente a compor 25% do volume total da rocha.

Em algumas regiões, no topo dos filitos cinzentos ocorre um quartzo grafita-filito negro e sedoso ao tato, lateralmente descontínuo e com espessura média de 20 m. Ainda no topo da Formação Meloso é possível encontrar lentes de rocha manganésífera de cor negra e espessura métrica, invariavelmente muito decomposta, que é, aparentemente, o produto intempérico de uma rocha carbonática rica em manganês. O contato superior desta formação é transicional. Os filitos de topo

da unidade se tornam bandados pela alternância de lâminas quartzosas e de lâminas micáceas ricas em minerais de ferro. A quantidade de micas vai gradualmente diminuindo e aumentando a quantidade de hematita até que a rocha se transforma em formação ferrífera bandada. (Figura III.2.4 e III.2.5)

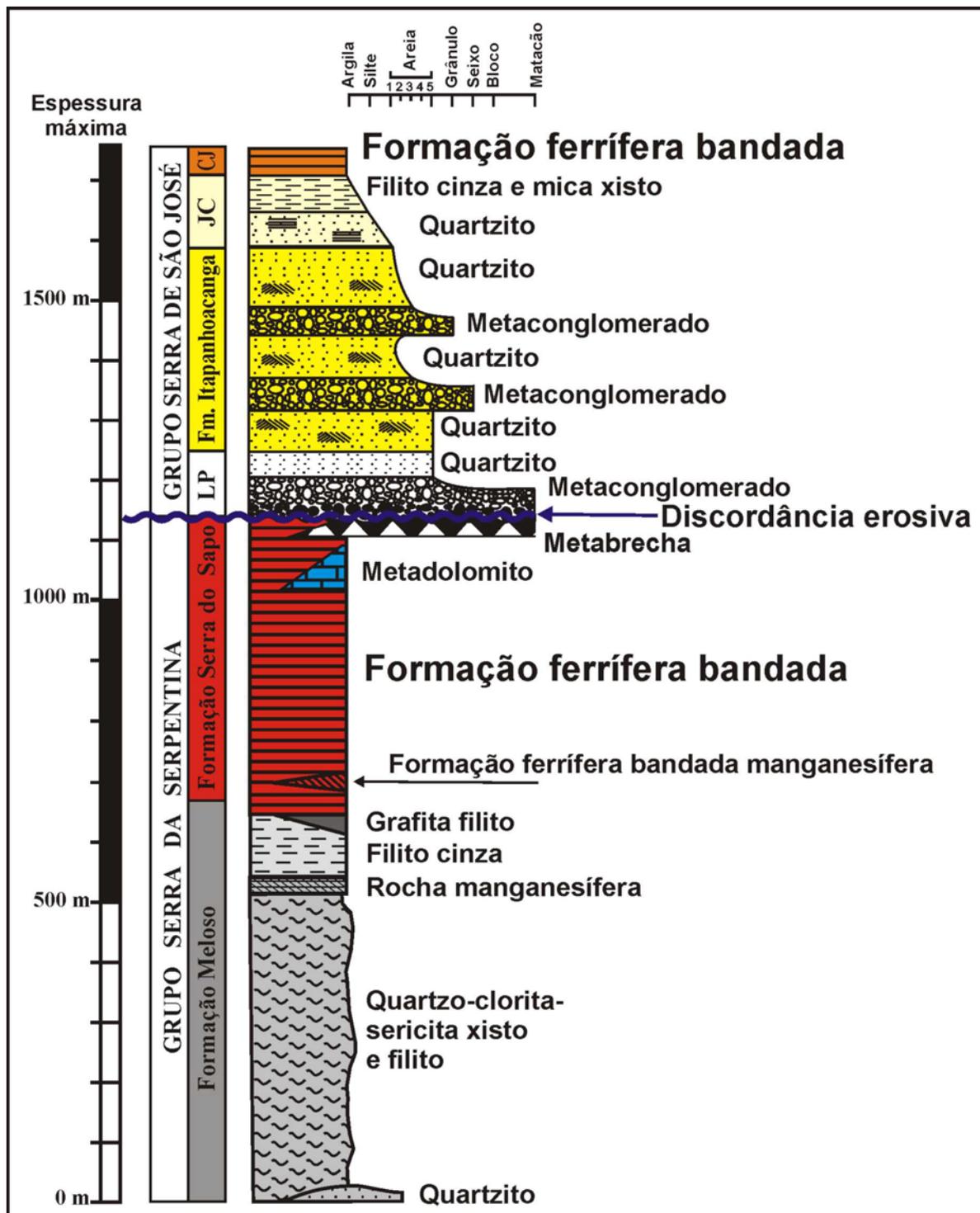


Figura III.2.3: Coluna estratigráfica das sequencias portadoras de formações ferríferas na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. CJ = Fm. Canjica; JC = Fm. Jacém; LP = Fm. Lapão.

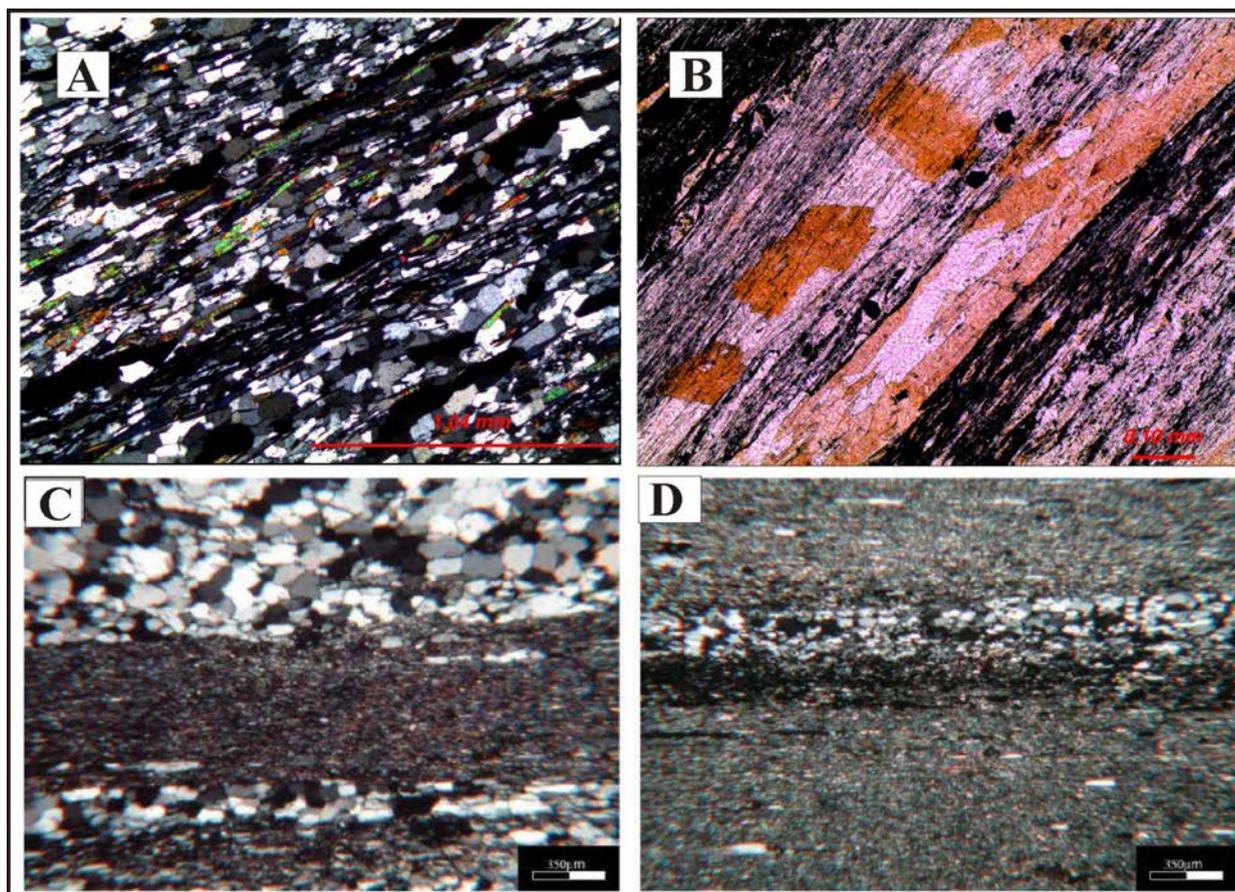


Figura III.2.4 – Petrografia microscópica de rochas da Formação Meloso.

(A) ---Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-507. Sericita-clorita-biotita-quartzo xisto com grafita e sulfetos. Aspecto textural da rocha. Detalhe da foliação definida pela orientação dos filmes/cordões de filossilicatos impregnados por grafita, associado- entremeados aos agregados poligonizados de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 5x, ocular de 10x.

(B) Fotomicrografia da amostra MOPI-AFK-FSD-073-507. Sericita-clorita-biotita-quartzo xisto com grafita e sulfetos. Aspecto textural da rocha. Detalhe da foliação definida pela orientação dos filmes/cordões de filossilicatos impregnados por grafita. Notar cristais de biotita de caráter tardi-foliação. Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 10x, ocular de 10x.

C) Fotomicrografia da amostra: 263 – 21,80. Filito com bandamento sedimentar preservado: intercalações de bandas quartzosas e meta-pelíticas constituídas por mica branca.

D) Fotomicrografia da amostra: 263 – 21,80. Filito com bandamento sedimentar preservado. Concentração de opacos em faixas micáceas no contato com as faixas silicosas.

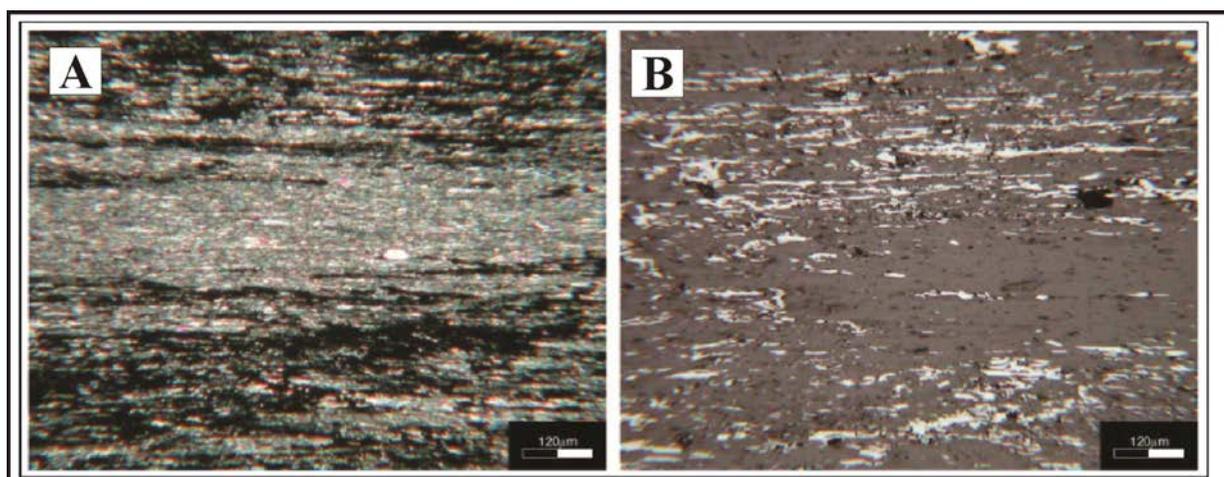


Figura III.2.5 – Petrografia microscópica de rochas da Formação Meloso. (A) - Fotomicrografia de filito hematítico (luz transmitida). Amostra AG 59. Filito ferruginoso com intercalações de mica branca e óxidos de ferro: hematitas com restos de magnetita no centro dos cristais sugerindo processos de martitização na formação das hematitas. Quartzo e turmalina são acessórios. (B) - Mesma rocha de (A) analisada sob luz refletida. Os cristais brancos são hematitas.

O contato inferior da Formação Meloso com o Complexo Guanhões é brusco, comumente muito cisalhado, mascarado pela intrusão de metabasitos xistificados e é comum a presença de veios de quartzo estirados e rompidos.

A Formação Serra do Sapo (Almeida-Abreu *et al.* 1989) é a unidade de topo do Grupo Serra da Serpentina e é definida pela predominância de sedimentos químicos compostos por formações ferríferas na base e localmente por um nível de metadolomitos no topo.

Os três principais corpos de formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro são o da Serra do Sapo, o da Serra da Serpentina e o de Morro o Pilar (Figuras I.3.1 e III.1.1). O corpo da Serra do Sapo, ao norte de Conceição do Mato Dentro, tem 15 km de extensão, direção NNW e as camadas de itabirito atingem 300 m de espessura (100 m em média), mergulhando suavemente (20°) para ENE. O depósito da Serra da Serpentina, inicia-se em Conceição do Mato Dentro indo até o sul de Santo Antonio do Rio Abaixo, com 32 km de comprimento, tendo direção NW a WNW e mergulho suave para NE. Na Serra da Serpentina são duas as camadas de itabirito nos primeiros 20 km ao sul de Conceição do Mato Dentro. Esta duplicação tem origem tectônica sendo gerada por falhas de empurrão (Figura III.1.2). No entorno de Santo Antonio do Rio Abaixo se observa somente uma camada de itabiritos. A camada principal (de leste) tem espessura máxima de

100 m e se interrompe poucos quilômetros ao norte de Santo Antonio do Rio Abaixo. A camada de oeste é descontínua, com espessura média de 30 m que diminui gradativamente para o sul. O depósito de Morro do Pilar se inicia logo ao sul de Conceição do Mato Dentro, tem extensão de 22 km, direção NS infletindo bruscamente para leste no seu extremo sul. A espessura do itabirito varia muito neste depósito atingindo 250 m ao sul de Morro do Pilar e variando de 10 a 50 m no trecho ao norte desta cidade.

As formações ferríferas bandadas da Formação Serra do Sapo são de cor cinza clara a cinza escura, localmente negra azuladas, formadas por alternância de camadas milimétricas a centimétricas em espessura, brancas a cinza claras, quartzosas, com faixas de mesma gama de espessuras, cinza escuras a negras, ricas em specularita, hematita e, localmente, magnetita (Figura III.2.6 e III.2.7).

Os teores médio, em peso, das formações ferríferas bandadas são: 32,5 % Ferro total; 51,8% SiO₂; 0,023% P; 1,24% Al₂O₃; e 0,89% FeO. Quando intemperizadas são enriquecidas em ferro, alcançando teores médios, em peso, de: 43,86% Ferro total; 38,78% SiO₂; 1,55% Al₂O₃; 0,022% P; e 0,98% FeO. Corpos ricos, associados às grandes falhas de empurrão e de origem hidrotermal (Rolim & Rosière 2011), têm teores médios, em peso, de 66,93% Ferro total; 3,13% SiO₂; 0,024% P; 0,85% Al₂O₃; e 0,55% FeO. Estes corpos ricos aparecem descontinuamente, são xistosos, não bandados e de composição specularítica, com 100 a 300 m de comprimento e espessura variando de 10 a 30 m.

Lentes de formação ferrífera bandada ricas em Mn ocorrem na base da Formação Serra do Sapo. Elas destacam-se pela cor negra e apresentam espessura de poucos metros. Metabrechas intraformacionais afloram exclusivamente entre o norte da Serra do Sapo e Itapanhoacanga, persistentes lateralmente por dezenas de quilômetros. Estão estratigraficamente localizadas no topo do nível de formações ferríferas bandadas, têm 5 a 15 m de espessura, são formadas por fragmentos de formações ferríferas angulosos, em geral retangulares, com 10 a 30 cm de comprimento, envoltos por pequena quantidade de matriz branca arenosa de composição predominantemente quartzosa (Figura III.2.8). Intercalações lenticulares de outros tipos litológicos são encontradas em meio às formações ferríferas bandadas. São eles: quartzitos brancos, sericíticos; quartzitos cinzentos ferruginosos; hematita-sericita-quartzo xistos/filitos de cor cinza.

O nível de topo da Formação Serra do Sapo, acima das formações ferríferas bandadas, é constituído por metadolomitos vermelhos a rosados, finos, recristalizados, cortados por vênulas brancas de quartzo ou de calcita. Esta unidade é descontínua, ocorrendo somente no norte da Serra

do Sapo, nos arredores de Itapanhoacanga. Tem espessura máxima de 80 m e foram encontrados exclusivamente em testemunhos de sondagem.

O contato entre o topo das formações ferríferas bandadas e a base dos metadolomitos róseos mostra intercalações centimétricas a decimétricas destas duas litologias que tem origem tectônica, geradas por dobras intrafoliais.

O contato inferior da Formação Serra do Sapo com a Formação Meloso é gradacional, caracterizados pela diminuição progressiva do conteúdo de minerais de ferro. O contato superior com o Grupo Serra de São José é brusco e marca uma importante discordância erosiva onde os sedimentos rudáceos do Grupo Serra de São José sobrejacente são constituídos por fragmentos erodidos e retrabalhados das rochas da Formação Serra do Sapo (Figura III.2.8).

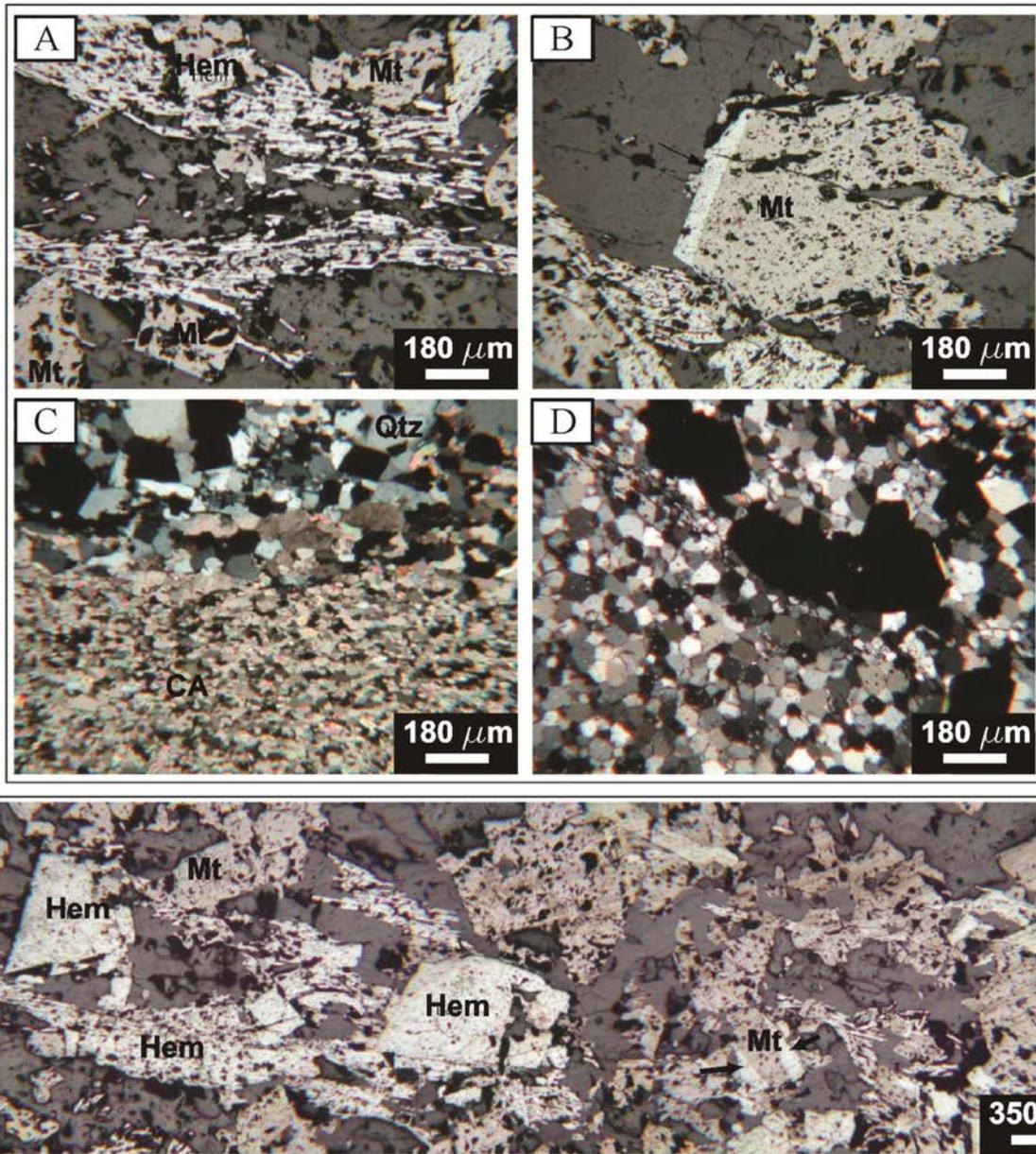


Figura III.2.6 - Amostra: 75 - 21,60 - Itabirito quartzoso constituído por bandas silicosas e bandas ricas por óxidos de ferro, com veios de calcita cortando a rocha. Fotomicrografias mostrando as microestruturas e a mineralogia da rocha. A – Agregados de cristais de hematita tabulares com orientação de forma, cristais granulares de magnetita (Mt) e cristais de hematita (Hem) produto da martitização da magnetita. B – Cristal de magnetita (Mt) com transformação na borda para hematita (seta). C – Veios de calcita cortando a rocha (CA). D – Bandas de quartzo com formas poligonais portando cristais de óxidos de ferro possivelmente pós – cinemáticos. E – Mosaico de seções delgadas mostrando a textura da rocha com cristais de hematita (Hem) resultantes da martitização da magnetita (Mt). Alguns cristais foram totalmente transformados em hematita, outros parcialmente como mostram as setas. Cristais de magnetita também ocorrem preservados.

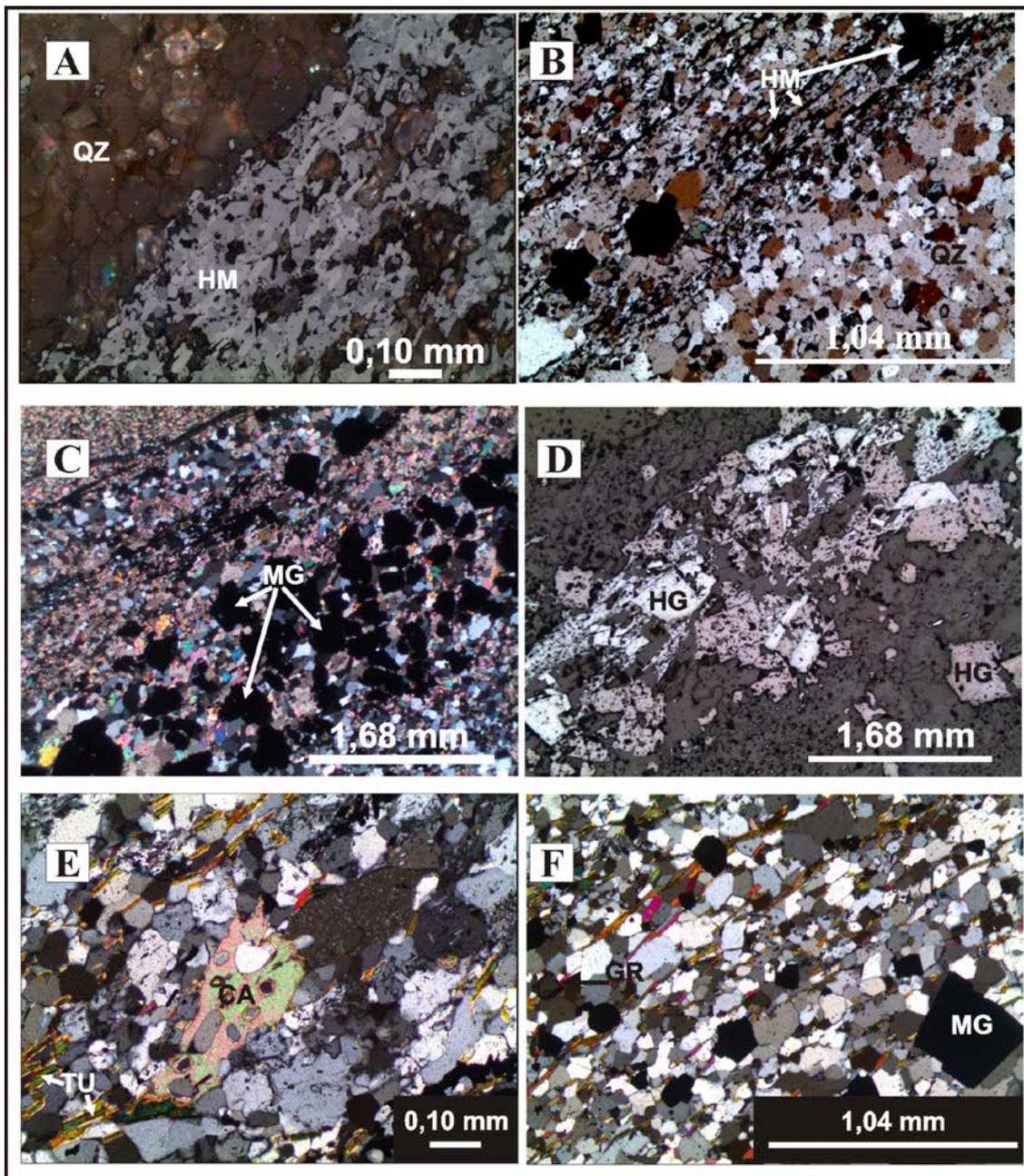


Figura III.2.7 - Fotomicrografias de itabiritos (A) – Amostra 17-93,19. Níveis mais ricos em quartzo (QZ) alternados por níveis compostos por hematita (HM) + quartzo. Luz refletida nicóis semi-cruzados. (B) Amostra 75-21,60. Níveis compostos ora essencialmente de quartzo ora por quartzo+ óxidos de ferro. Luz transmitida, nicóis semi-cruzados. (C) - Amostra 75-21,60. Detalhe da carbonatação e dos cristais bem desenvolvidos de magnetita (MG). Luz transmitida, nicóis cruzados. (D) - Amostra 75 - 21,60. Cristais bem desenvolvidos de magnetita (MG), bem como de hematita granular (HG) e lamelar (HL). Luz refletida, nicóis paralelos. (E) Amostra MOPI-RPC-FSD-017-s507. Detalhe de itabirito contendo minerais de origem hidrotermal (carbonatos e turmalina). Blastos de carbonato (CA) e cristais finíssimos e alinhados de turmalina (TU). Luz transmitida, nicóis cruzados. (F) Mesma rocha de (E) com mais minerais não primários em um itabirito. Fotomicrografia da amostra MOPI-RPC-FSD-017-507. Detalhe da foliação anastomosada, definida pela orientação dos granoblastos de quartzo e plagioclásio, associados aos cordões de palhetas intergranulares de sericita. Notar cristais desenvolvidos de magnetita (MG) e raros cristais de granada (GR). Luz transmitida, nicóis cruzados.

Grupo Serra de São José

Nesta unidade é observado um ciclo completo de depósitos sedimentares transgressivos: metaconglomerados com clastos do tamanho de calhaus e matacões na base que passam a metaconglomerados de seixos, metaconglomerados de grânulos, quartzitos grossos, médios e finos, até filitos e formações ferríferas bandadas no topo. Quartzitos são largamente predominantes. A distribuição espacial dos tipos litológicos deste grupo é complexa e importante para a compreensão da paleogeografia da bacia. A localidade de Itapanhoacanga é o ponto central a partir do qual as variações faciológicas são simétricas na direção norte-sul. Distanciando-se desta localidade os metaconglomerados mostram uma gradual diminuição da proporção clastos/matriz e passam de seixo-suportados a matriz-suportados. Ao mesmo tempo ocorre uma diminuição no tamanho dos clastos, uma diminuição no número de tipos litológicos dos clastos e as rochas metassedimentares finas passam a predominar sobre os metaruditos. Em direção Leste-Oeste observa-se também variação sistemática na granulometria com pelitos e areias finas predominando a leste próximo a localidade de Jacém, e areias grossas e conglomerados predominando a oeste de Itapanhoacanga. Estas variações faciológicas permitem a divisão do grupo em quatro formações, visto que estas fácies podem ser discriminadas e separadas em mapas com escala até de 1:50.000. As quatro formações são, da base para o topo: Formação Lapão; Formação Itapanhoacanga; Formação Jacém e a Formação Canjica (Figura III.2.3).

A Formação Lapão (Figuras III.2.8 e III.2.9) aflora no entorno de Itapanhoacanga, tipicamente no local denominado Lapão, localizado a poucas centenas de metros a oeste do centro da localidade (coordenadas UTM 664341E – 7921965N – SAD 69 – 23S; Figura II.1.2). A unidade é um conjunto de metaconglomerados e quartzitos grossos a médios que atinge a espessura máxima de 200 m a sudoeste de Itapanhoacanga. Os metaconglomerados são polimíticos, clasto-suportados e mal selecionados, formando corpos lenticulares com 30 a 50 m de espessura e algumas centenas de metros de extensão. Os clastos são angulosos, constituídos por quartzo branco, quartzitos micáceos, quartzitos ferruginosos cinzentos, metachert ferruginoso cinza escuro, formações ferríferas bandadas, filitos negros e raríssimos de conglomerados.

O tamanho dos clastos é muito variável, encontrando-se grânulos e seixos em meio a matacões, o que mostra a baixa seletividade do ambiente deposicional, porém predominam largamente calhaus e matacões com até 1 m de comprimento. A matriz é predominantemente arenosa, quartzosa, cinza clara a branca, mas apresenta variações podendo ser sericítica e/ou hematítica/especularítica.

Os metaconglomerados mais basais frequentemente contêm níveis decimétricos a métricos ricos em seixos de formações ferríferas. Estes níveis são muitas vezes monomíticos, clasto-suportados, onde os clastos - bem selecionados e de tamanho calhau a matacão - são exclusivamente de formação ferrífera cinza escura, ora bandada ora somente xistosa (Figuras III.2.8 e III.2.9).

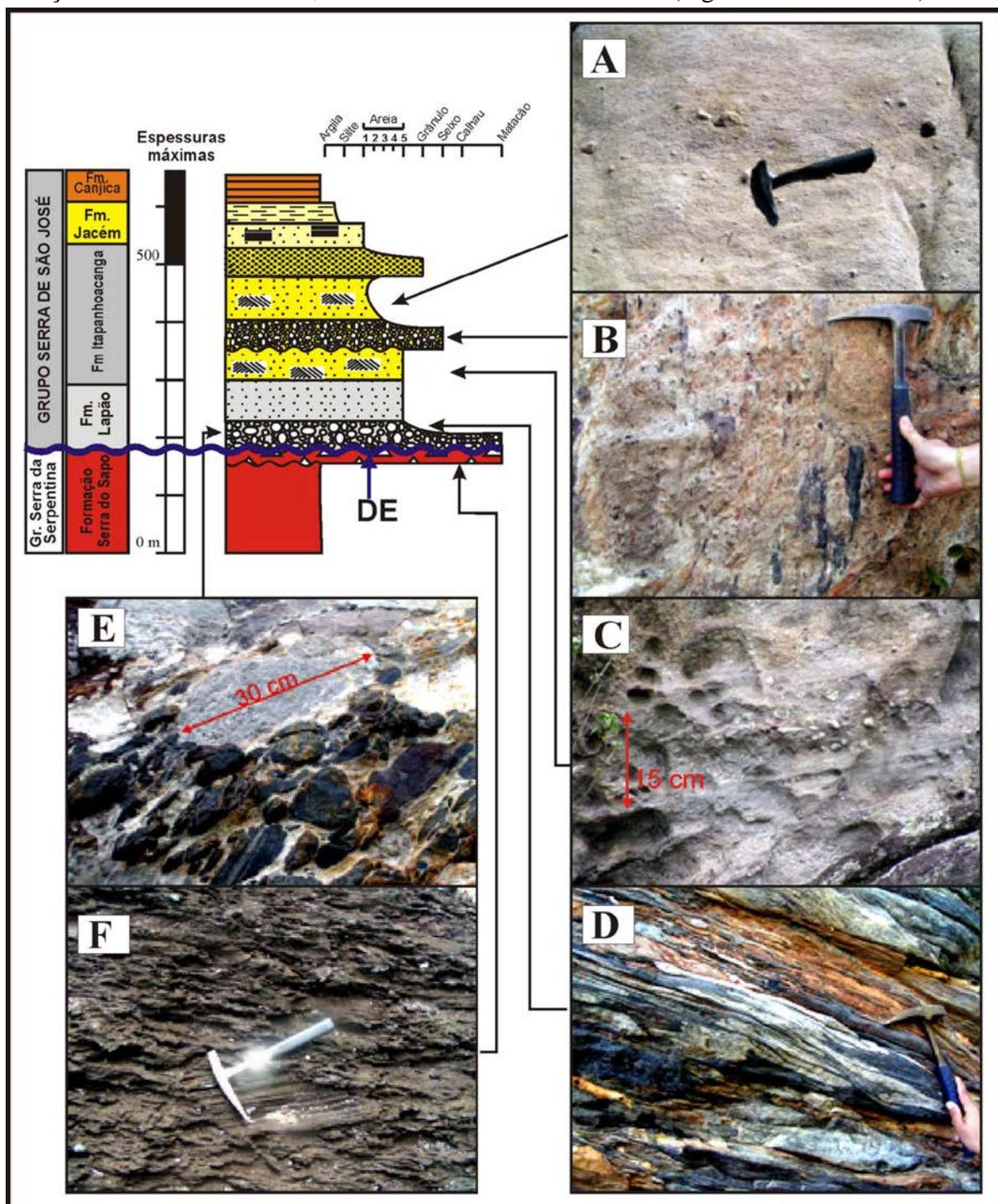


Figura III.2.8 – Detalhe da estratigrafia entre o topo da Fm. Serra do Sapo e a base do Grupo Serra de São José. (A) Quartzito grosso com seixos esparsos da Fm. Itapanhoacanga. (B) Metaconglomerado matriz suportados da Fm. Itapanhoacanga. (C) Ritmitos psamíticos da Fm. Itapanhoacanga. (D) Metaconglomerado da base da Fm. Lapão com níveis monomíticos (E) de clastos de formações ferríferas. (F) Brecha de formações ferríferas bandadas do topo da Fm. Serra do Sapo. DE = Discordância erosiva

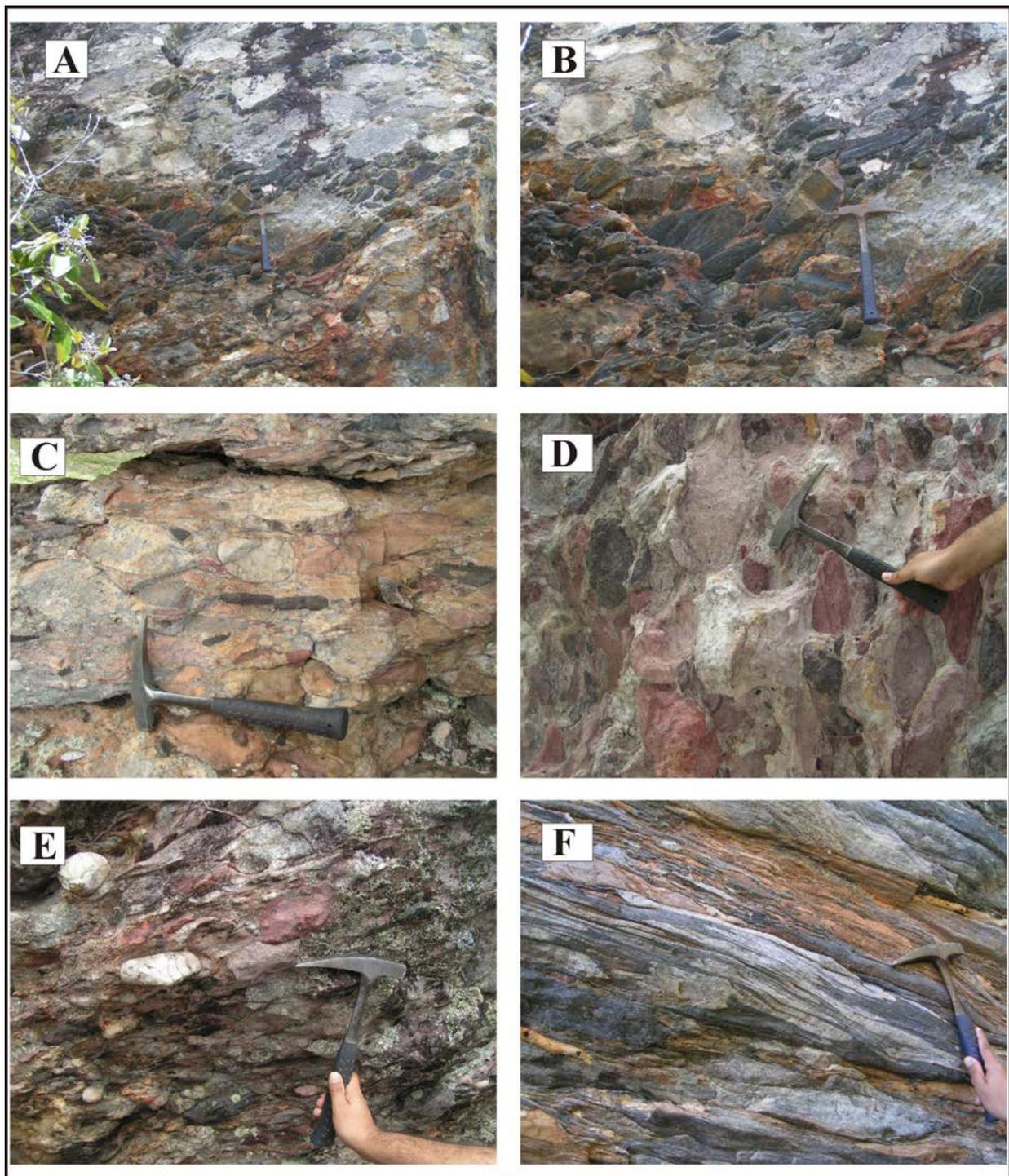


Figura III.2.9 Metaconglomerados da Fm. Lapão. (A) e (B) Níveis ricos em clastos de formações ferríferas são observados na porção basal da Fm. Meloso. (C) Metaconglomerado polimítico, seixo suportado. (D) Metaconglomerado polimítico, matriz suportado (E) Metaconglomerado polimítico, matriz suportado (F) Metaconglomerado polimítico, matriz suportado com clastos muito estirados e dobrados.

Localmente, como no Lapão, a matriz dos metaconglomerados polimíticos se torna negra, ferruginosa, muito fina e maciça. Parece ser uma matriz originalmente formada por uma lama ou areia ferruginosa completamente recristalizada. Envolvendo os bancos de conglomerados ocorrem quartzitos grossos, sericíticos/moscovíticos, bandados por alternâncias de níveis ricos em grânulos angulosos de quartzo branco, rosados ou azulados e de quartzitos finos a médios contendo raras estratificações cruzadas acanaladas, decimétricas.

O contato basal desta unidade com as formações ferríferas do topo da Formação Serra do Sapo é erosivo. Muitas vezes as formações ferríferas foram totalmente erodidas e, exatamente na posição estratigráfica onde elas seriam encontradas, só são observados os níveis de metaconglomerados monomíticos com clastos de formação ferrífera, da base da Formação Lapão. O contato de topo com a Formação Itapanhoacanga é gradacional.

A Formação Itapanhoacanga (Almeida-Abreu *et al.* 1989) engloba os espessos pacotes de quartzitos que afloram de forma extraordinária na parte leste da Serra de São José a oeste de Itapanhoacanga (Figura III.2.10)

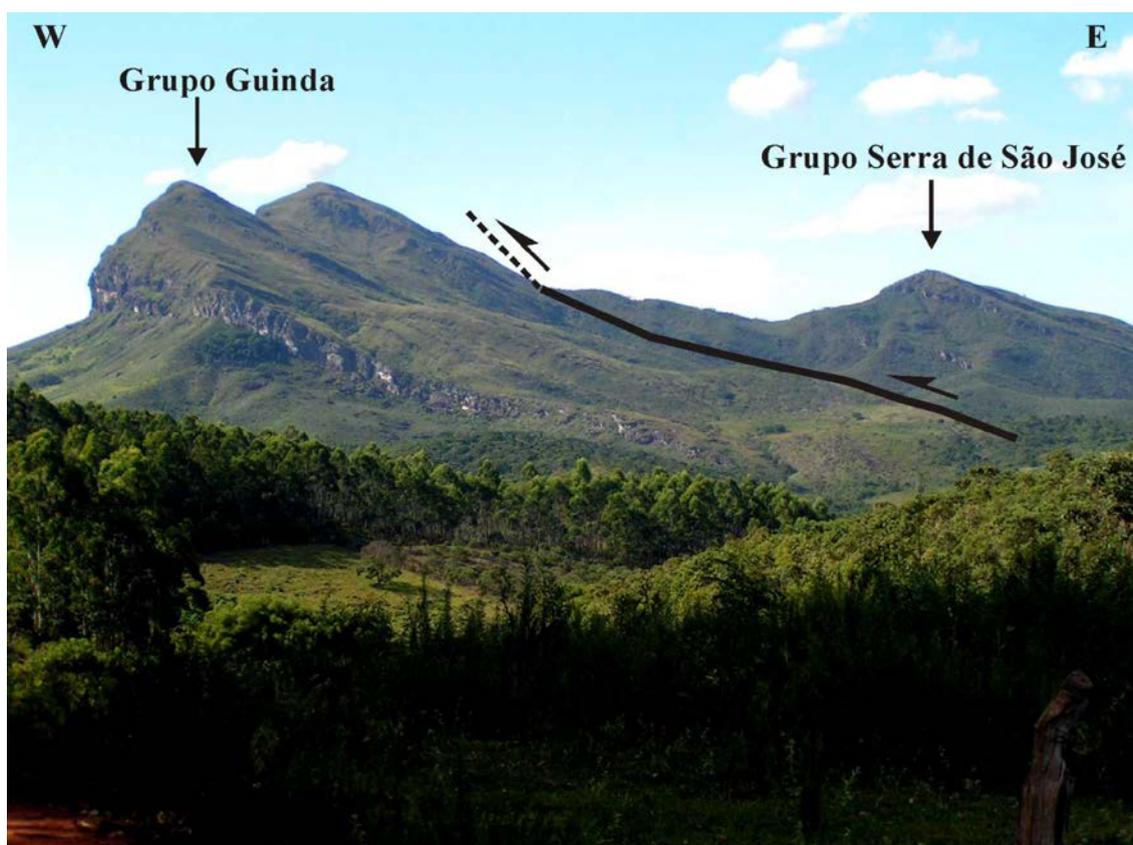


Figura III.2.10: Vista da Serra de São Jose (a oeste de Itapanhoacanga) de sul para norte. A leste está o Grupo Serra de São José e a oeste o Grupo Guinda do Supergrupo Espinhaço.

A estrada que liga Itapanhoacanga a Córregos proporciona acesso a bons afloramentos desta unidade que tem, em média, 100 m de espessura, podendo atingir 700 m.

O litotipo predominante na unidade é um quartzito branco, médio a grosso, impuro, sericítico, contendo raros seixos de quartzo branco arredondados e esparsas estratificações cruzadas planas, de baixo ângulo, com 1 m de altura por 2 a 3 m de comprimento, em média. Níveis de quartzo-sericita xistos finos com decímetros a poucos metros de espessura são encontrados intercalados nos quartzitos, além de lentes de metaconglomerados polimíticos, matriz-suportados com espessura de 2 a 3 metros. A matriz é branca, quartzosa, arenosa e os clastos são seixos de quartzito branco, quartzo de veio, filito cinza e negro, formações ferríferas (Figura III.2.11).

Subindo estratigraficamente na unidade os bancos de conglomerados se tornam mais raros, menos espessos e os clastos apresentam menor diversidade de tipos litológicos. Passa a ser comum encontrar, intercalados nos quartzitos, níveis de metaconglomerados de grânulos com metros a dezenas de metros de espessura. Os grânulos são angulosos e predominantemente de quartzo branco, rosado ou azulado. Seixos esparsos de quartzitos e filitos com até 1 cm de comprimento também são encontrados.

No topo desta unidade os quartzitos se tornam mais finos, laminados por planos sericíticos e rosados quando milonitizados. É possível encontrar afloramentos (p. ex., o ponto de coordenadas UTM 662363E – 7927339N – SAD 69 – 23S) contendo diversos ciclos granodecrescentes de metaconglomerados de grânulos a quartzitos finos, com 10 a 30 cm de espessura. O contato de topo desta unidade com a Formação Jacém é gradacional.

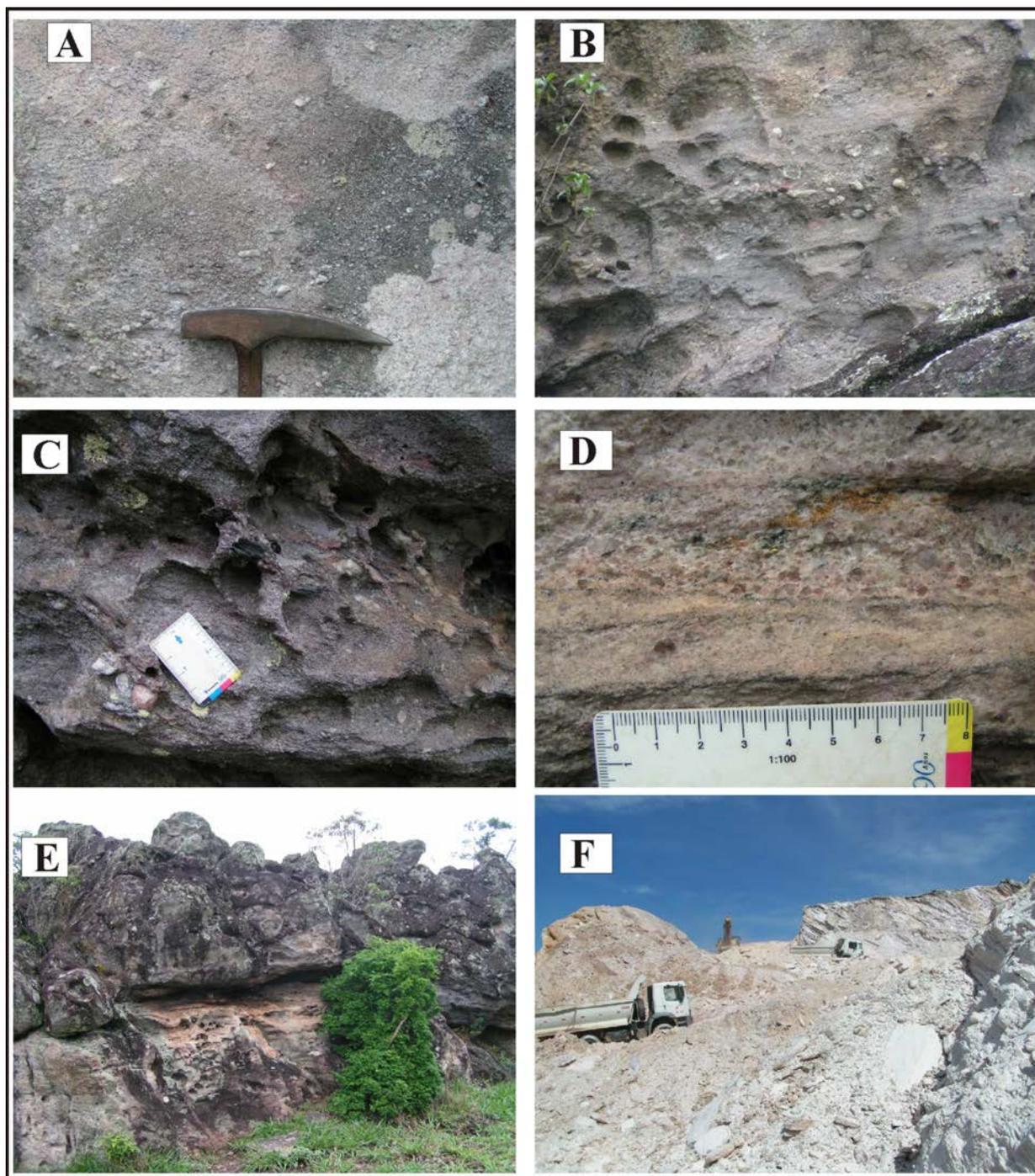


Figura III.2.11 – (A), (B), (C) e (D). Metaconglomerados de grânulos e seixos esparsos da Fm. Itapanhoacanga. (E) Afloramento de metaconglomerados de grânulos da Fm. Itapanhoacanga. (F) Afloramento de quartzitos da Fm. Itapanhoacanga.

A Formação Jacém (Almeida-Abreu *et al.* 1989; Knauer 1990) é composta por um quartzito monótono branco a amarelado quando semidecomposto, de grão fino a médio, com laminações paralelas definidas por níveis sub-milimétricos sericíticos. Raros filitos e quartzo-sericita xistos finos, de cor cinza clara, recobrem o quartzito fino. Este litotipo predomina na vertente oeste da Serra do Sapo e da Serra da Serpentina recobrimdo os grandes corpos de formação ferrífera bandada da formação Serra do Sapo. Seus afloramentos são raros, mas esta formação aparece de forma conspícua nos furos de sonda.

O contato de topo da Formação Jacém com a Formação Canjica é transicional e ocorre de forma rápida quando os filitos e quartzitos finos de topo passam a conter proporções maiores de minerais de ferro (hematita, especularita e mais raramente, magnetita e martita).

A Formação Canjica é a unidade superior do Grupo Serra de São José e é composta por formações ferríferas bandadas. Aflora principalmente no oeste de Itapanhoacanga – localidade de Canjica – e na Serra da Serpentina, ao lado de Conceição do Mato Dentro, sob as torres de televisão que são avistadas a leste da cidade. Esta unidade tem 20 a 40 m de espessura, é descontínua, mudando lateralmente de espessura de forma drástica. Em questão de uma centena de metros ao longo da sua direção, a camada passa de 40 para 2 m de espessura e desaparece logo a seguir.

As formações ferríferas bandadas desta unidade são semelhantes às da Formação Serra do Sapo, com bandamento de espessura milimétrica a centimétrica definido pela alternância de níveis de quartzo, de cor branca e com grão fino a médio, e de óxido de ferro, com hematita, especularita e magnetita. Minerais acessórios como clorita e sericita são raros. São encontrados, intercalados nas formações ferríferas bandadas, lentes de sericita xistos, filitos cinza e quartzitos sericíticos com decímetros de espessura.

Considerações sobre a mudança estratigráfica proposta

A estratigrafia da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional tem sido motivo de controvérsias em virtude da complexa estruturação tectônica encontrada na região, caracterizada por diversas falhas de cavalgamento. A tectônica provocou a intercalação de unidades litológicas, inversões estratigráficas (Almeida-Abreu *et al.* 1988) e a justaposição de blocos tectônicos alóctones. A partir da análise estrutural foi possível mapear blocos tectônicos, isto é, conjuntos de rochas delimitados por falhas, em cujo interior é possível encontrar a estratigrafia original das bacias sedimentares preservada. O estudo destas áreas tectonicamente preservadas permitiu a elaboração de uma proposta estratigráfica para as sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas bandadas encontradas na região. Cada bloco tectônico apresenta sua própria estratigrafia (Figura III.2.12), representando a porção da bacia em que foi originado. A estratigrafia completa pode ser obtida usando camadas-guia, como as formações ferríferas, para correlacionar a estratigrafia entre blocos vizinhos.

Na proposta estratigráfica para a borda leste da Serra do Espinhaço Meridional ora descrita, o conjunto de rochas metassedimentares encontradas na região foi dividido em dois grupos: Grupo Serra da Serpentina e o Grupo Serra de São José formados em bacias sedimentares diferentes onde a bacia Serra de São José sobrepõe e afeta erosivamente a bacia Serra da Serpentina.

O embasamento dessas sequências metassedimentares é composto pelo Complexo Guanhães, pelos corpos de granitóides plutônicos Jacém e Dom Joaquim, pela Suíte meta-ígneia Alvorada de Minas. Sequência e pela Sequência Vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo

O Grupo Serra da Serpentina, anteriormente descrito como composto por 3 unidades (Dossin 1985; Grossi-Sad & Magalhães 1989; Almeida-Abreu *et al.* 1989), foi considerado como restrito às suas duas unidades inferiores, denominadas Formação Meloso e Formação Serra do Sapo. A unidade superior passou a ser considerada um grupo, denominado Grupo Serra de São José, composto por 4 formações. A separação das rochas metassedimentares em dois grupos é baseada na diferença de idade dos zircões detríticos encontrados nas rochas metassedimentares das duas unidades (veja o item III.4); na discordância erosiva observada entre o topo da Formação Serra do Sapo e a base da Formação Lapão, e na diferença entre ambientes tectônicos: enquanto o Grupo Serra da Serpentina se deposita em um ambiente tectonicamente tranquilo, a deposição do Grupo Serra de São José tem início em um ambiente de rifte ativo.

O Grupo Serra da Serpentina é formado por metapelitos variados na base e por formações ferríferas bandadas sotopostas por um nível de metadolomitos. A presença de espessos sedimentos químicos, a ausência de sedimentos clásticos grossos e o embasamento formado por crosta continental apontam para a deposição do Grupo Serra da Serpentina em uma bacia intra-cratônica, sem atividade tectônica sindeposicional.

O final da deposição do Grupo Serra da Serpentina é marcado por uma regressão marinha, causada possivelmente por evento distensivo que atinge a bacia intracratônica, criando um ambiente marinho raso propício para a deposição dos metadolomitos e para a formação das brechas sedimentares observados no topo Formação Serra do Sapo. As brechas da Fm. Serra do Sapo foram consideradas intraformacionais visto que seus clastos são exclusivos de formação ferrífera, são angulosos sem indicações de terem sido muito transportados e a orientação do bandamento interno dos clastos é praticamente igual entre clastos vizinhos o que indica uma pequena movimentação entre eles.

O rebaixamento do nível do mar, gera a exposição subaérea e a erosão da Formação Serra do Sapo, que são evidenciadas pela grande quantidade de clastos de formação ferrífera encontrada nos metaconglomerados da Formação Lapão. Nos locais onde os metaconglomerados são mais espessos, as formações ferríferas sotopostas foram totalmente erodidas. Os níveis de metaconglomerados monomíticos, encontrados na Formação Lapão, com clastos arredondados exclusivos de formação ferrífera, são interpretados como retrabalhamento localizado da Formação Serra do Sapo, em ambiente de praia.

A evolução do evento distensivo provoca a instalação de um rifte continental que aflora principalmente logo a oeste de Itapanhoacanga. O rifte tem eixo de direção norte-sul, pois esta é a direção dos corpos de conglomerados da Formação Lapão e das brechas do topo da Formação Serra do Sapo que, muito provavelmente, se formaram paralelos as falhas normais do rifte.

Os conglomerados e arenitos que preenchem o rifte compõem uma sequência extremamente semelhante àquela descrita para a base do Supergrupo Espinhaço (Silva 1998, 2011; Martins-Neto, 2000). Este conjunto inicial de sedimentos vai formar a Formação Lapão que, por suas características petrográficas e sedimentares, é interpretado como formada a partir de fluxos de detritos relacionados a tectonismo sin-sedimentar, isto é, seriam leques aluviais associados a rampas ou escarpas de falhas e por psamitos fluviais oriundos de drenagens encaixadas no rifte.

Ao final da deposição da Formação Lapão, tem início uma subida relativa do nível do mar, com a deposição das diferentes fácies de uma sequência marinha, siliciclástica, transgressiva, com um

nível de formação ferrífera bandada no seu topo, que irão compor as demais formações do Grupo Serra de São José. Na região proximal, mais rasa, a oeste, se depositam os quartzitos e metaconglomerados da Formação Itapanhoacanga, que lateralmente transicionam, a leste, para os quartzitos finos e metapelitos turbidíticos (Almeida-Abreu *et al.* 1989) da Formação Jacém, depositados na região distal, mais profunda da bacia. No ápice da transgressão uma nova formação ferrífera bandada recobre os sedimentos clásticos dando origem a Formação Canjica. A distinção entre as duas unidades de formações ferríferas é essencial para o entendimento da estratigrafia da região. A Formação Canjica está sempre posicionada por sobre quartzitos e metaconglomerados do Grupo Serra de São José. As formações ferríferas aflorantes a oeste de Itapanhoacanga (Figura III.1.2) e a oeste/norte de Serro (Figura I.3.1) são parte da Formação Canjica e não parte da Formação Serra do Sapo. Os meta-psamitos encontrados na base das formações ferríferas no oeste de Itapanhoacanga são parte da Formação Itapanhoacanga e não uma fácies arenosa dos metapelitos encontrados na base da Fm. Serra do Sapo, como colocado em interpretações anteriores (Knauer 1990; Knauer & Grossi-Sad 1997).

Portanto, na região estudada ocorrem duas camadas de formações ferríferas, uma no topo do Grupo Serra da Serpentina (Formação Serra do Sapo) e outra no topo do Grupo Serra de São José (Formação Canjica).

Além dos Grupos Serra da Serpentina e Itapanhoacanga e do seu embasamento, ocorrem ainda na região rochas ígneas intrusivas, mais novas que as rochas metassedimentares: Unidade meta-ígneia Conceição do Mato Dentro (Knauer 1990; Knauer & Grossi-Sad 1997) e a Suíte Pedro Lessa (Knauer 1990). Os meta-riolitos da Unidade meta-ígneia Conceição do Mato Dentro são mais novos que o Grupo Serra da Serpentina e se posicionaram na interface entre o Complexo Guanhães e as rochas metassedimentares, sendo erodidos e retrabalhados durante a deposição do Grupo Serra de São José.

Diques e soleiras da Suíte Pedro Lessa cortam todas as unidades da região, sendo mais frequentes na interface Complexo Guanhães- rochas metassedimentares. Os basaltos e gabros desta unidade foram transformados quase completamente por retrometamorfismo e hidrotermalismo em (anfíbólio)-carbonato-talco-clorita xistos.

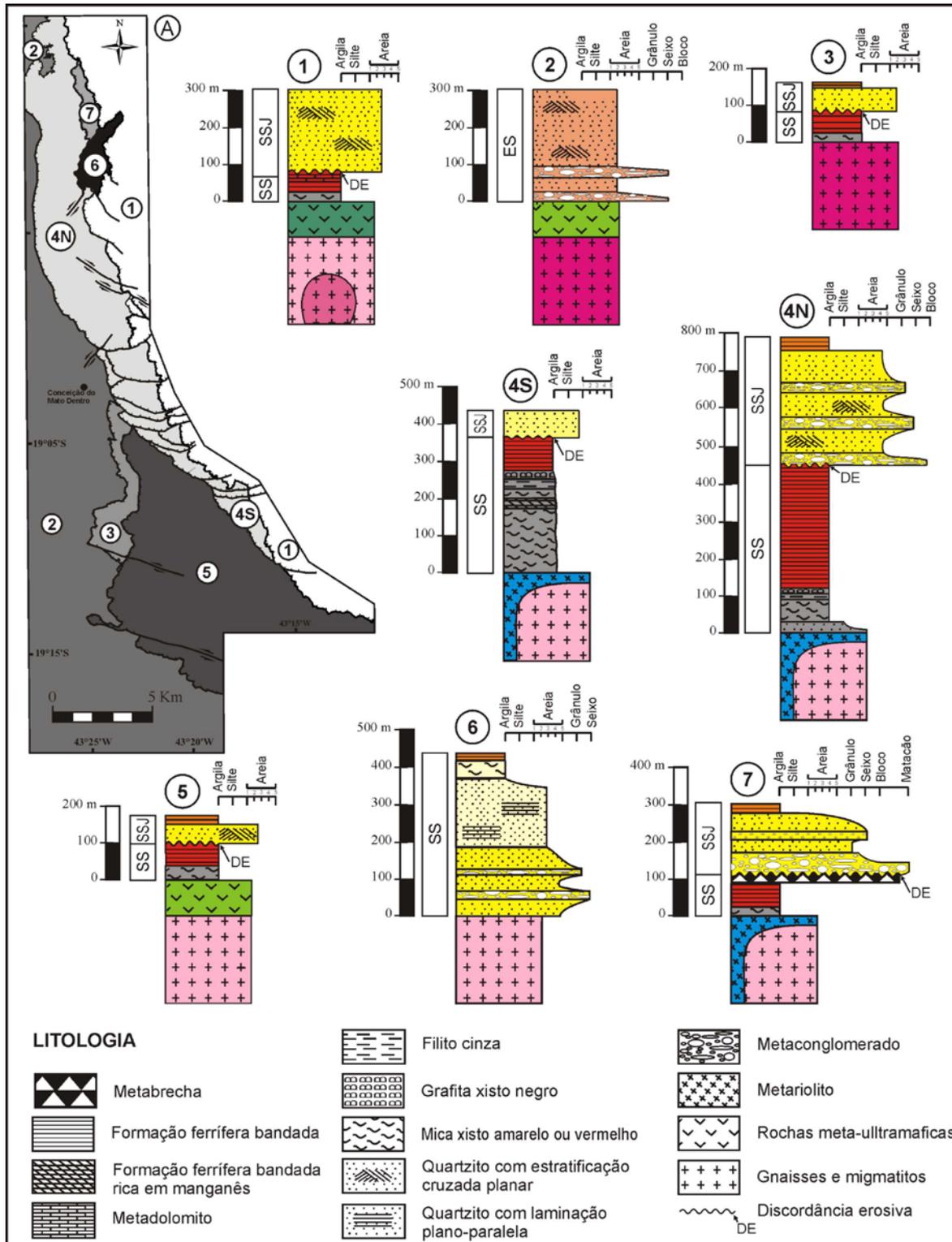


Figura III.2.12 – (A) Mapa estrutural simplificado com os blocos tectônicos individualizados (1 a 7). As colunas mostram o empilhamento estratigráfico dentro de cada bloco. As cores representam as unidades geológicas como na Figura III.1.2. As unidades maiores estão indicadas nas barras à esquerda das colunas (SS – Grupo Serra da Serpentina; SSJ – Grupo Serra de São José; ES – Supergrupo Espinhaço). As colunas 4N e 4S mostram a estratigrafia em diferentes domínios sedimentares de um mesmo bloco, mostrando uma variação lateral de fácies.

III.3 – ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

Introdução

Formações ferríferas bandadas são sedimentos químicos marinhos que se depositaram preferencialmente no Arqueano e no Paleoproterozoico (2,7 a 1,8 Ga), contendo bandamento característico que alterna faixas ricas em ferro com faixas ricas em sílica (Simonson 2003). O bandamento ocorre em uma ampla faixa de espessuras, desde macrobandas de espessura métrica a macrobandas com espessuras de milímetros e mesmo sub-milimétricas (Beukes & Gutzmer 2008).

A deposição ocorreu em bacias continentais periféricas a grandes oceanos, parcialmente isoladas, profundas o suficiente para terem um perfil de águas estratificado, onde o fundo oceânico era anóxico e permitia a acumulação das grandes quantidades de ferro necessárias para a deposição das formações ferríferas bandadas (Ohmoto *et al.* 2006). Tanto o ferro como a sílica se originaram em fontes hidrotermais oceânicas produzidas por hotspots ou cadeias vulcânicas meso-oceânicas, de onde as águas ricas em ferro subiram e se introduziram nas bacias semifechadas em pulsos descontínuos (Simonson 2003). Infere-se a presença de barreiras físicas ou alguma outra forma de impedimento a introdução de sedimentos clásticos na região da bacia onde se precipitariam os sedimentos químicos ferruginosos visto que a contaminação por material pelítico normalmente não é observada nos grandes depósitos de formações ferríferas bandadas (Ohmoto *et al.* 2006; Beukes & Gutzmer 2009).

A necessidade da formação de amplas margens continentais e de profícuo hidrotermalismo oceânico tem associado a deposição de formações ferríferas bandadas à formação de supercontinentes, às superplumas mantélicas e às províncias ígneas gigantes (Santosh 2010; Bekker *et al.* 2010; Young 2013)

A deposição do ferro hidrotermal envolve ainda a oxidação do íon Fe^{+2} para Fe^{+3} entretanto, a fonte do oxigênio necessário para que esta reação ocorra ainda hoje não está plenamente esclarecida. Acredita-se no envolvimento de bactérias e outros microrganismos precursores da vida na Terra de forma direta – fotossíntese ligando o ferro a carbono (CO_2) sem participação do oxigênio – ou de forma indireta – fotossíntese com produção e liberação de oxigênio (Konhauser *et al.* 2002; Konhauser *et al.* 2005). De acordo com as teorias hoje mais largamente aceitas, a oxigenação da atmosfera terrestre só ocorreu quando a produção de oxigênio pelas bactérias

suplantou a quantidade de oxigênio necessária para a oxidação da grande quantidade de ferro acumulada nos oceanos, liberando oxigênio para a atmosfera. Tal evento ocorreu em torno de 2,3 Ga atrás e é chamado de Grande Evento de Oxigenação (GEO) (Konhauser *et al.* 2005; Bekker *et al.* 2010; Posth *et al.* 2011). A deposição de formações ferríferas bandadas porém não se interrompe com o GEO e continua a ocorrer até o período Estateriano, em bacias mais rasas onde as águas marinhas profundas anóxicas, ricas em ferro, atingiam a camada marinha superior, oxigenada por contato com a atmosfera, resultando na oxidação e precipitação do íon ferroso.

Ao participar tão diretamente da evolução da atmosfera, da hidrosfera e da tectonosfera da Terra as formações ferríferas bandadas adquirem grande importância como fonte indireta de informações sobre o estado de oxigenação dos oceanos e da atmosfera, sobre a evolução da vida, sobre a formação de grandes continentes, das superplumas e das grandes províncias ígneas.

Todas as informações obtidas pelo estudo da química das formações ferríferas, incluindo a química dos elementos Terras Raras precisam, para serem corretamente interpretadas, estar atreladas a um preciso posicionamento da época geológica de deposição das formações ferríferas. Foi com o intuito de restringir o mais possível a época de deposição das formações ferríferas bandadas da região da borda leste da serra do Espinhaço Meridional que se desenvolveu os estudos geocronológicos ora apresentados. As datações também pretenderam contribuir para corroborar a estratigrafia proposta para as sequências portadoras de BIFs (Item III.2), distinguindo duas unidades distintas, que evoluíram em bacias e épocas diferentes, bem como embasar a proposta de correlação com unidades geológicas vizinhas, conforme apresentado ao final do item III.4 - Estudos Geocronológicos.

Foram datados minerais detríticos das rochas metassedimentares quartzosas localizadas imediatamente acima e abaixo das formações ferríferas. O método é uma forma de datação indireta, visto que as formações ferríferas não contém mineralogia rica em isótopos instáveis, possível de ser utilizada pelos métodos de datação correntes.

Coleta e preparação das amostras

Foram coletadas 6 amostras de quartzitos com pesos variando entre 9,8 e 23 Kg para a separação de zircões detríticos para datação e uma amostra de rocha meta-ígneia do Complexo Guanhões, embasamento das sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas (Tabela III.3.1, Figura III.3.1 e Figura III.1.2).

Tabela III.3.1 – Amostras coletadas para datação

Coordenadas UTM - Datum WGS 84 – Meridiano central 23 S

Amostra	Observação	Coordenada UTM E	Coordenada UTM N	Furo e Intervalo de coleta da amostra
6160	Granitoide Jacém do Complexo Guanhães.	667374	7920388	Furo: SEFDAL083. Intervalo:46,80 a 61,00 m
6666	Quartzito da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José.	672788	7870977	FSD-075 (95,75- 98,80m)
6667	Quartzito da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José.	668839	7880873	FSD-016 de 27.35 a 30.40m
6668	Quartzito da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José.	676643	7883920	Afloramento
JC176	Quartzitos e filitos da Fm. Meloso do Grupo Serra da Serpentina.	667582	7903324	Afloramento
Bebeto1	Quartzito da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José.	664620	7942802	Afloramento
Bebeto2	Quartzito da Fm. Meloso.	665172	7907643	Afloramento

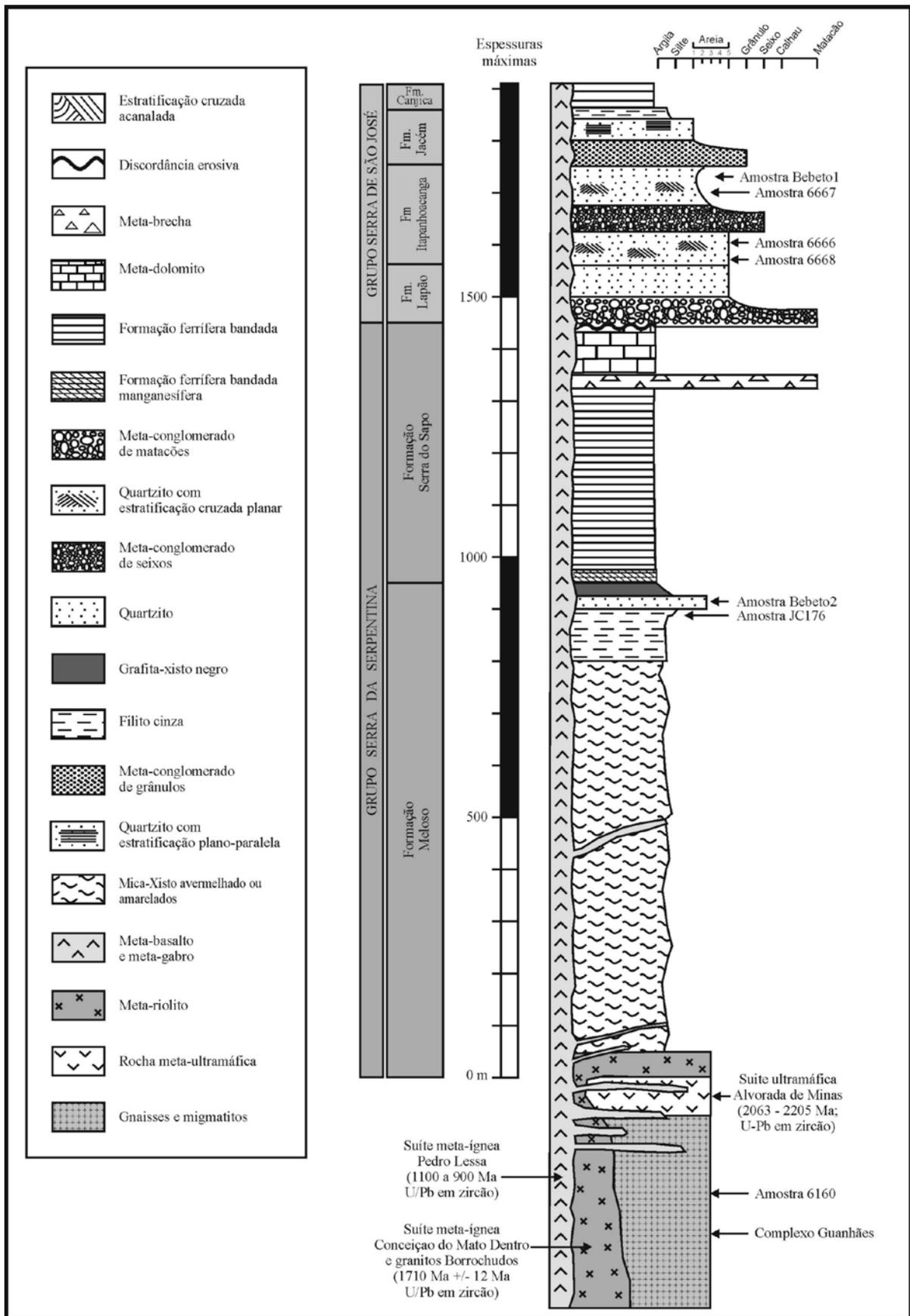


Figura III.3.1 – Posicionamento estratigráfico das amostras datadas.

As amostras foram desagregadas, britadas, moídas, peneiradas e lavadas para a remoção de material fino (argilas). A fração entre 60 e 250 mesh foi colocada em líquido denso (tetra-bromoetano) para a remoção de minerais leves.

A seguir, a fração pesada foi concentrada em um separador magnético Frantz LB1 e os zircões que são pouco magnéticos foram separados. Os zircões foram então selecionados manualmente em microscópio ótico.

Todos os grãos de zircão selecionados foram montados em disco de epóxi com 2,5 cm de diâmetro. As montagens em epóxi foram polidas usando papéis-lixas de grão 800, 1200 2000 e 4000. Foi feito um polimento final com pó de diamantes com granulometria de 1 μm e $\frac{1}{4}$ μm . Após polimento a montagem é recoberta com carbono para imageamento por retro espalhamento de elétrons (back-scattered electrons imaging - BSE) usando um microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-6400 acoplado a um espectrômetro de dispersão de energia (energy dispersive spectrometer - EDS), localizados no Centro de Microscopia, Caracterização e Análises da Universidade do Oeste da Austrália (Centre for Microscopy, Characterisation, and Analysis of the University of Western Australia).

As imagens geradas permitiram a compreensão da estrutura interna dos grãos de zircão, e a seleção das melhores áreas para colocação dos pontos de análises, evitando-se as áreas metamíticas, fraturadas e as inclusões.

Depois de feitas as imagens, o recobrimento com carbono foi retirado, as montagens foram limpas e recobertas por película de ouro que proporcionou uma condutividade elétrica boa e uniforme durante as análises.

Análises *in situ* de U-Pb dos zircões foram feitas usando uma sonda eletrônica de alta resolução (Sensitive High-mass Resolution Ion MicroProbe - SHRIMP II) localizado na Universidade de Curtin (Curtin University of Technology) em Perth, oeste da Austrália. As análises foram realizadas usando um feixe primário com 2,10 a 3,55 μA focado em pontos com 20 a 25 μm .

Durante a análise das imagens foram identificados sobrecrescimento de zircões hidrotermais e xenotimas nas bordas e no interior de fraturas dos grãos de zircões detríticos. Estes minerais também foram datados visando obter a idade do hidrotermalismo que atingiram estas rochas. Em zircões com muitas fraturas, nos zircões hidrotermais e nas xenotimas os pontos amostrais foram reduzidos para o diâmetro de 10 μm .

Amostras de Zircão-padrão BR266 (559 Ma, 903 ppm U) foram usadas para monitorar a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e para calibrar o conteúdo de Urânio. Os padrões D23 e NBS611 foram usados para posicionar o pico de massa ^{204}Pb

As análises foram compostas por 5 a 6 escaneamentos e cada escaneamento foi formado por nove determinações ($^{196}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{204}Pb , background, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO e ^{254}UO).

Para as xenotimas foram analisadas as seguintes massas: $^{194}\text{Y}_2\text{O}$, ^{204}Pb , background, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO , ^{254}UO . O padrão de calibração para a xenotima foi o MG1 (490 Ma; 1050 ppm U).

Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram usadas em zircões detríticos enquanto idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram utilizadas para os zircões hidrotermais e as xenotimas.

A maioria dos dados é concordante e os dados com discordância maior ou igual a 10% foram rejeitados e não utilizados na análise dos resultados (Tabela III.3.2). Para as amostras de rochas metassedimentares e considerando que as discordâncias tenham sido geradas por uma perda de Pb ocorrida durante o único evento metamórfico que atingiu as unidades geológicas amostradas, as análises discordantes foram alinhadas em discordância com zircões concordantes, gerando uma idade no intercepto superior. As idades geradas por esta tentativa de correção dos dados estão listadas na Tabela III.3.2 porém não foram usadas nem para a confecção dos gráficos de frequência nem para as interpretações e discussões geológicas apresentadas nesta tese.

Todos os dados em zircão detrítico com correção de chumbo comum maior que 1% foram rejeitados durante o primeiro escaneamento. Os erros das idades individuais foram calculadas no intervalo de 1 desvio-padrão enquanto as idades nos gráficos foram calculadas para 2 desvio-padrão, isto é, no intervalo de 95% de confiança.

Antes de cada análise a área a ser analisada era limpa do recobrimento em ouro pelo foco primário e para remoção de qualquer possível contaminação por Pb. Foram realizadas em cada seção analítica, entre 12 a 15 análises do padrão BR266. Os erros obtidos para a idade 559 Ma do padrão Br266 ficaram entre 0,92 e 1,39%

Os dados brutos obtidos no SHRIMP foram tratados pelo software SQUID[®] 1.30 (Ludwig 2001). As concórdias e os gráficos de probabilidade foram preparados pelo software ISOPLOT/Ex[®] 3.00 (Ludwig 2003).

Resultados

Amostra 6160

Amostra de granito gnaissificado pela deformação, leucocrático de cor branca, contendo olhos de feldspato branco centimétricos, envoltos por finas lâminas de mica branca a esverdeada e contendo pontos milimétricos de anfibólio/biotitas (2 a 5 mm de comprimento) que formam agregados localizados. A rocha como um todo é branca com filmes máficos (anfibólio e biotita) esverdeados marcando uma foliação. É parte do Plutonito Jacém.

Os zircões da amostra são altamente magnéticos e muito fraturados, sendo o magnetismo relacionado ao grande número de inclusões de minerais opacos. Aproximadamente 40 grãos foram montados em epóxi (Figura III.3.2) e pontos pequenos (10 μm) foram usados para tornar possível analisar as pequenas áreas não afetadas por fraturas, inclusões e não metamíticas. Muitas pontos foram descartados depois do primeiro escaneamento, evitando a coleta de dados muito discordantes. Isso foi feito por meio do monitoramento da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Mesmo usando este procedimento, 3 análises ainda foram discordantes (discordâncias de 12, 14 e 26%) e 4 foram sub-concordantes (discordâncias de 2, 3, 5 e 6%). Além da calibração usual da razão Pb/U feita usando o padrão BR266, outro padrão (OGC1) foi também analisado e usado para calibrar a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por causa das discordâncias encontradas. Como a diferença entre a idade conhecida do padrão OGC1 (3467 Ma) e a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ determinada durante a sessão SHRIMP (3465 ± 6 Ma) foi muito pequena (<0,06%) a calibração utilizada foi considerada satisfatória.

Todas as oito análises realizadas (Tabela III.3.2) se alinharam muito bem, interceptando a concórdia em 2711 ± 5 Ma (MSWD = 1,1) com cálculos feitos com 2σ (Figura III.3.3). Esta idade correlaciona bem com idades encontradas nos zircões detríticos das amostras de quartzitos datadas, o que indica que este granito ou outros corpos graníticos de mesma idade e da mesma suíte foram expostos e erodidos durante a deposição das bacias sedimentares dos Grupos Serra da Serpentina e Serra de São José.

Um grão de zircão (k1) tem fraturas preenchidas com xenotima (Figuras III.3.2, III.3.4 e III.3.5). Uma análise foi feita nessa xenotima, porém foi usada a calibração para zircão, que estava em uso durante a seção analítica. Isso significa que a idade encontrada não foi calibrada com nenhum padrão de xenotima e que o valor obtido pode conter um erro de até 10%. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida foi 682 ± 8 Ma e, apesar da incerteza relatada, ela mostra que o granito amostrado foi afetado por fluidos hidrotermais, sejam de origem magmática sejam de origem metamórfica, cerca 2 bilhões de anos após o seu resfriamento. Este evento hidrotermal está certamente relacionado a orogenia brasileira e é importante considerar que a idade do intercepto inferior da Figura III.3.3

(696 ± 38 Ma) está dentro da faixa de erro da idade da xenotima, gerando mais uma evidência de um evento brasileiro afetando este granito. Outras xenotimas foram datadas nas amostras de quartzitos e os resultados obtidos serão apresentados e discutidos posteriormente.



Figura III.3.2 – Imagem BSE de grãos de zircão da amostra 6160 mostrando os pontos analisados e a idade do sobre crescimento de xenotima (682 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

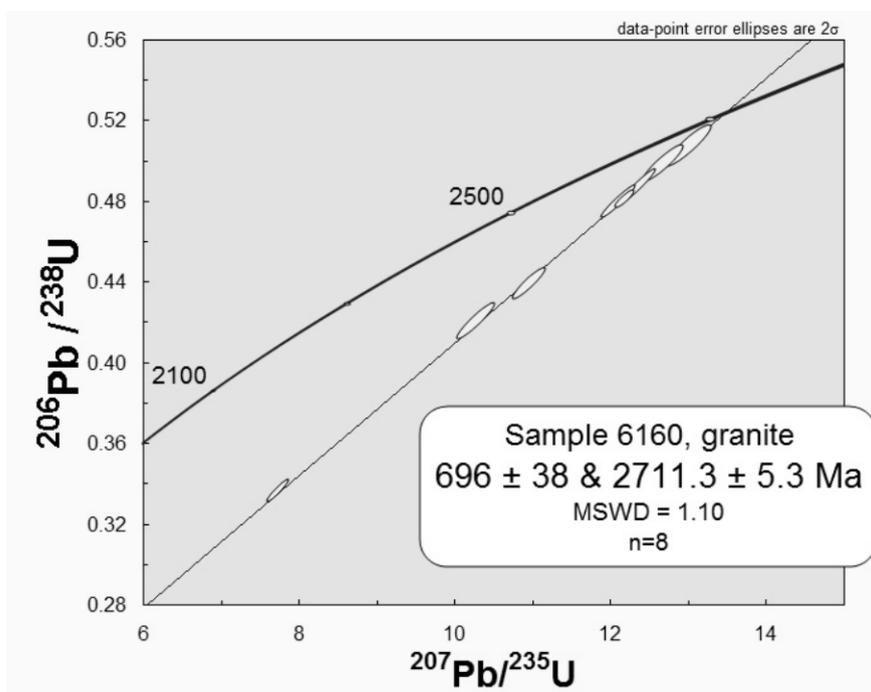


Figura III.3.3 – Gráfico com concórdia dos dados da amostra 6160 mostrando intercepto superior em 2711 ± 6 Ma e intercepto inferior em 696 ± 38 Ma.

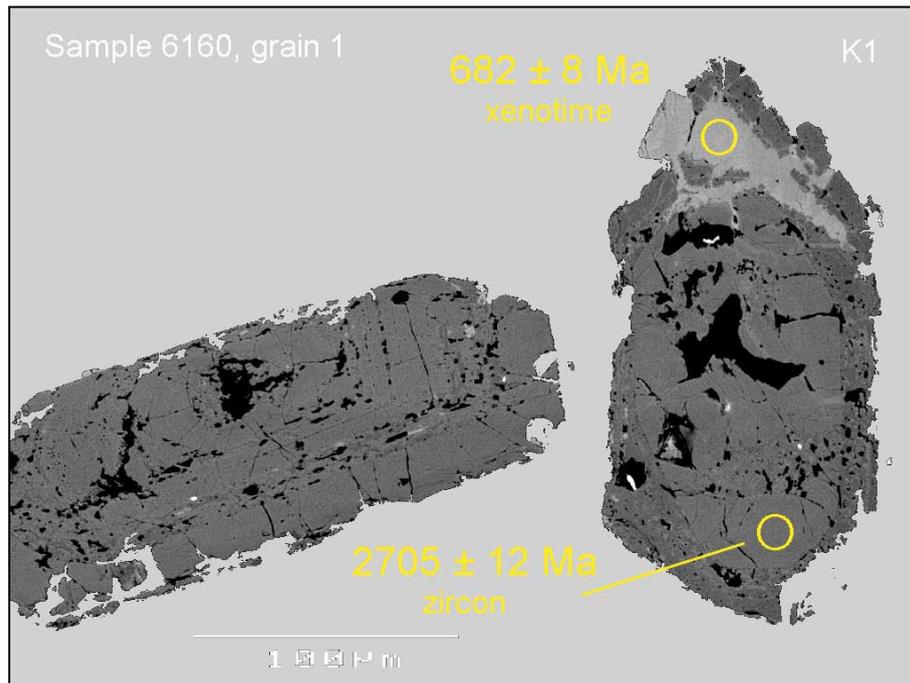


Figura III.3.4 – Detalhe do grão de zircão k1 da amostras 6160 mostrando idades de zircão e de xenotima obtida usando um ponto analítico de 10 μ m de diâmetro. Nota-se também a qualidade ruim do zircão, muito fraturado e rico em inclusões.

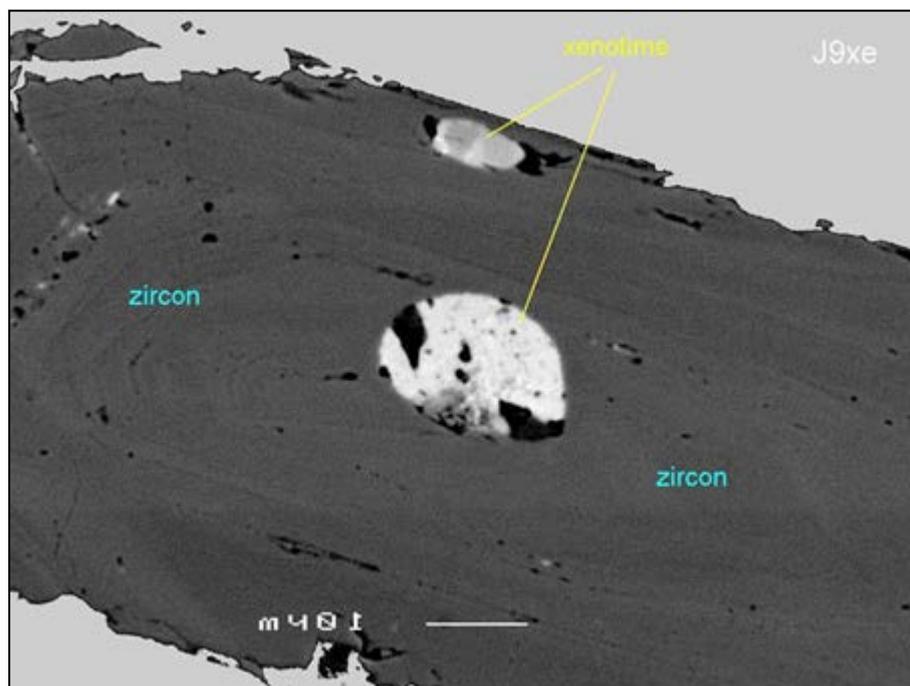


Figura III.3.5 - Detalhe do grão de zircão j9 mostrando duas cavidades preenchidas por xenotima. A maior das xenotimas tem tamanho para ser analisada, mas as inclusões de minerais opacos afetariam os resultados.

Amostra 6666

Amostra de quartzito retirada de furo de sonda FSD-075 em Morro do Pilar. Quartzito médio, sericítico da base da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José. Estratigraficamente localizado no topo da formação ferrífera bandada da Fm. Serra do Sapo do Grupo Serra da Serpentina.

Zircões bem arredondados mostrando elevada maturidade do quartzito. Aproximadamente 150 grãos estão montados em epóxi (Figura III.3.6). Foram feitas 38 análises, das quais 31 em zircão detrítico (somente 30 idades foram consideradas, pois uma tem discordância maior que 10%), três em zircão hidrotermal e quatro em xenotima hidrotermal (Tabela III.3.2). A maioria dos grãos de zircão mostra efeitos de recristalização hidrotermal, as zonas recristalizadas seguem fraturas e preenchem cavidades.

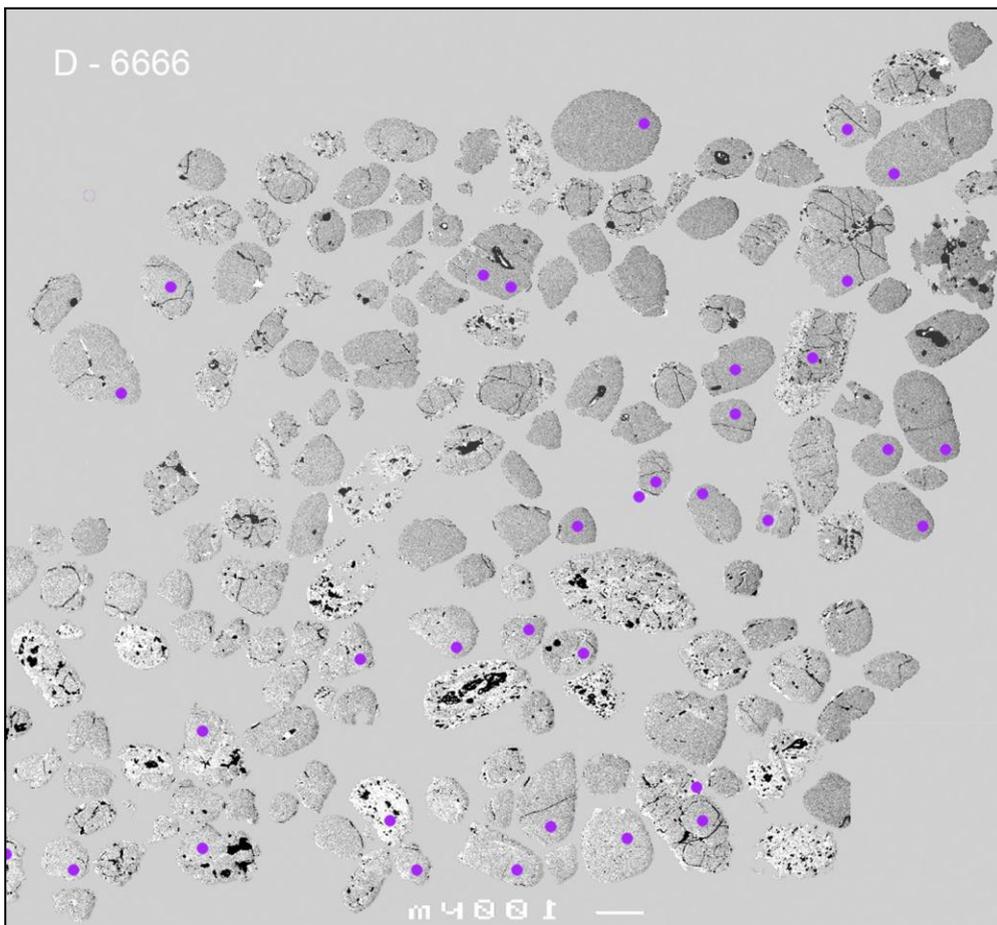


Figura III.3.6 - Imagem BSE mostrando a população de grãos de zircões da amostra 6666, onde os círculos indicam os locais de análises. As áreas mais claras são áreas de recristalização hidrotermal dos grãos de zircão.

As zonas de sobrecrecimento de xenotima são acompanhadas de muitas inclusões tendo sido possível selecionar apenas três áreas datáveis.

As 3 idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas nos zircões hidrotermais foram: 534 ± 7 Ma, 536 ± 7 Ma, e 554 ± 7 Ma. É possível que a análise em d.7-1 (554 ± 7 Ma) tenha coberto uma pequena área do zircão encaixante e então represente uma idade mista. Considerando apenas as duas idades não afetadas pela encaixante, a idade do evento hidrotermal seria 535 ± 7 Ma, (Cambriano, Série 1, Terreneuviano, Estágio Fortuniano). A Figura III.3.7 mostra alguns zircões com recristalizações hidrotermais. As porções hidrotermais são muito ricas em U (média por volta de 1400 ppm), com baixas relações Th/U (Tabela 1) e isentas de zonação. Estas características são evidências de cristalização em ambiente não magmático.

As quatro idades das xenotimas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) são 543 ± 6 Ma; 536 ± 6 Ma; 628 ± 8 Ma; 544 ± 5 Ma (Figuras III.3.8). Nas xenotimas, uma análise inclui parte de zircão produzindo uma idade mista de 628 Ma. As outras três idades grupam em 541 ± 3 Ma, ligeiramente mais antiga que a idade do zircão hidrotermal, mas dentro da mesma faixa de erro.

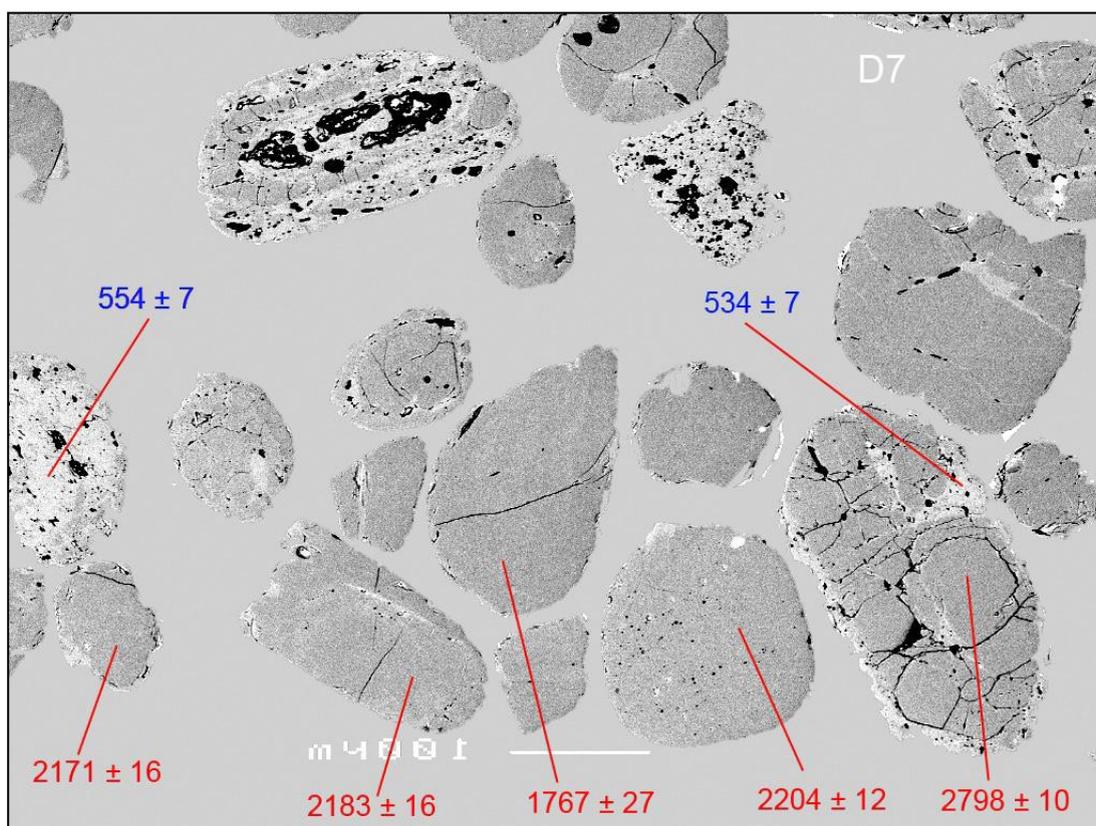


Figura III.3.7 - Exemplos de idades obtidas (detríticas e hidrotermais) em grãos de zircões da amostra 6666. Imagem BSE. As áreas mais claras, nos grãos de zircão, são áreas de recristalização hidrotermal do zircão destes grãos.

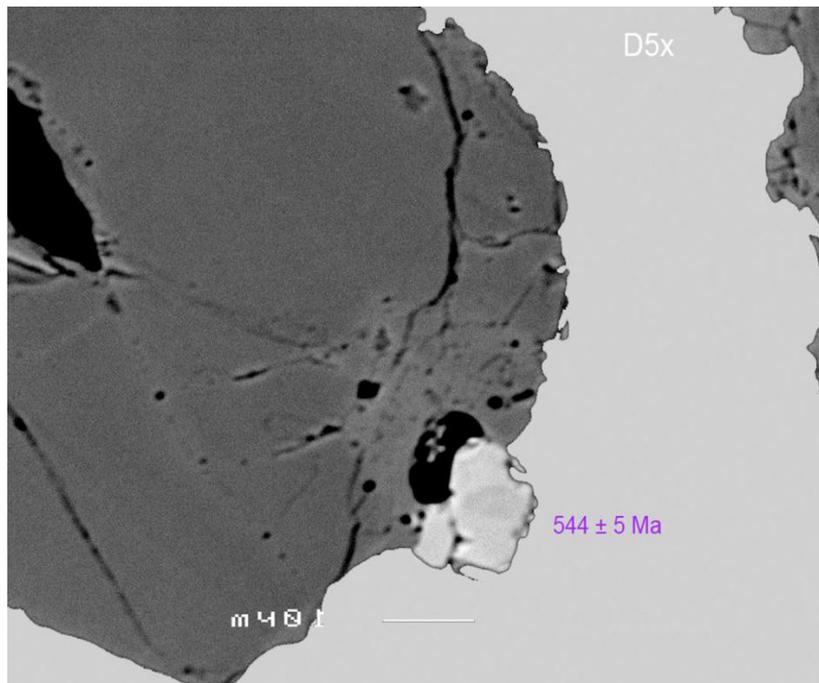


Figura III.3.8 - Grão de zircão (d.5) mostrando sobre crescimento de xenotima datada em 544 Ma em zircão da amostra 6666.

Além da idade hidrotermal, os zircões detríticos da amostra possuem três grupos de idades definidos: arqueano, riaciano e estateriano, além de uma única idade orosiriana (2028 Ma). As 30 idades detríticas estão agrupadas da forma que segue: As idades arqueanas (8 idades = 27%) estão entre 2621 ± 10 Ma e 2847 ± 8 Ma e as idades riacianas (17 idades = 57%) entre 2243 ± 12 Ma e 2075 ± 12 Ma (Figura III.3.9).

Apenas uma idade é orosiriana (3% da amostra) e as quatro idades estaterianas ($\pm 13\%$) se situam entre 1799 ± 14 Ma e 1666 ± 32 Ma. Esse quartzito é mais jovem que 1666 ± 32 Ma, que é a idade do zircão mais novo. Essa idade pode ser agrupada com a idade de 1678 ± 31 Ma formando a média ponderada com 1672 ± 22 Ma. Existem outras duas idades que refletem atividade magmática nas áreas-fonte entre 1767 e 1799 Ma (média ponderada = 1792 ± 13 Ma).

As idades entre 2028 e 2243 Ma, que representam 60% da amostra, correspondem ao período de tempo em que orogenias orosirianas-riacianas se desenvolveram. A posição geográfica da bacia, a oeste das faixas com intensa granitogênese riaciana (Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Silva *et al.* 2002, 2011) indica, a princípio, a direção Leste-Oeste como principal de direção de paleocorrentes.

Em relação às idades arqueanas, são principalmente neoarqueanas e do Mesoarqueano, com ausência aparente de fontes paleoarqueanas. Também estão ausentes fontes do Sideriano, que foi um período em que ocorreu pouca atividade magmática na Terra.

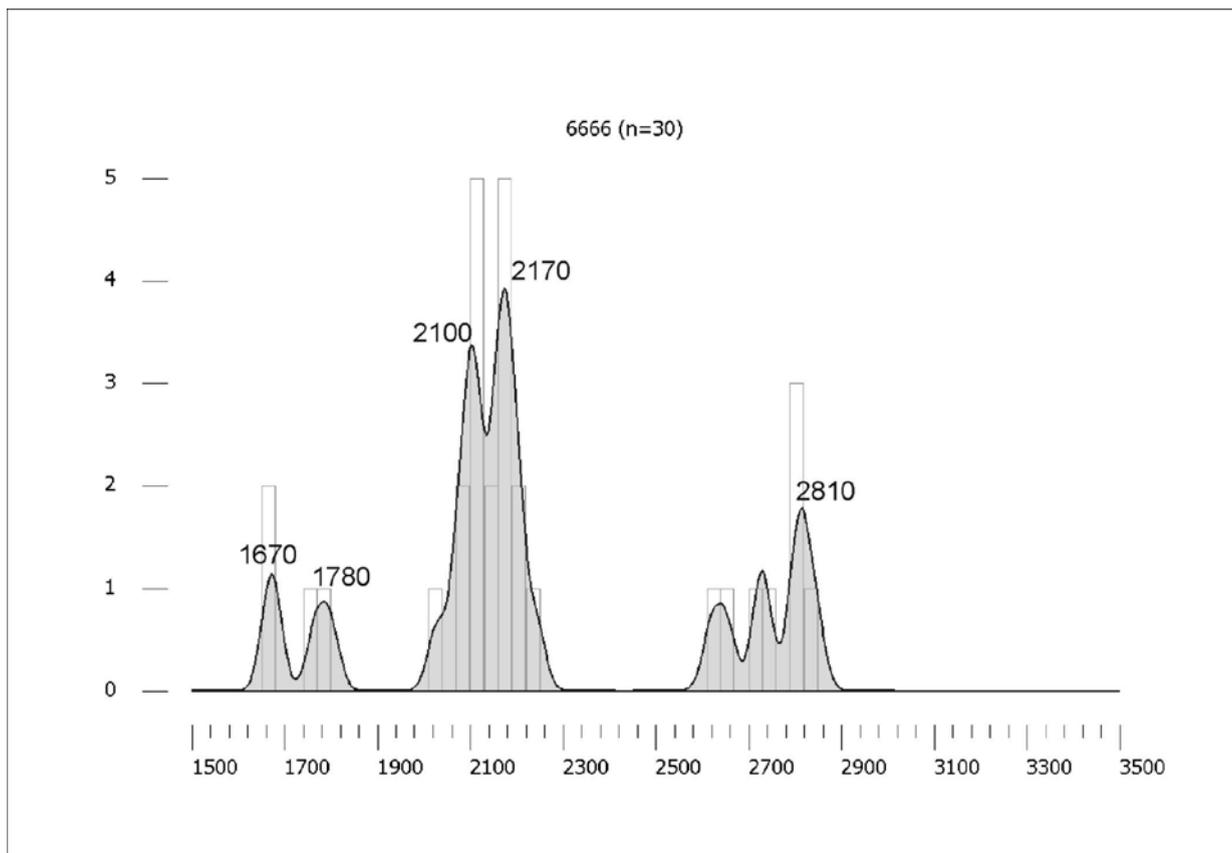


Figura III.3.9 - Diagrama de frequência das idades de grãos de zircões detríticos (n=30) para a amostra 6666.

Amostra 6667

Amostra de quartzito retirada de furo de sonda FSD-016 em Morro do Pilar. Quartzito grosso, sericítico da base da Fm. Itapanhoacanga do Grupo Serra de São José. Estratigraficamente localizado no topo da formação ferrífera bandada da Fm. Serra do Sapo do Grupo Serra da Serpentina.

Assim como na amostra 6666, os zircões são bem arredondados, com elevada maturidade textural. Aproximadamente 100 grãos estão montados em epoxy (Figura III.3.10). Foram feitas 32 análises nos zircões detríticos (Tabela III.3.2) porém 4 análises apresentaram discordância maior que 10% e não foram consideradas nos gráficos de frequência cumulativa nem na interpretação dos resultados.

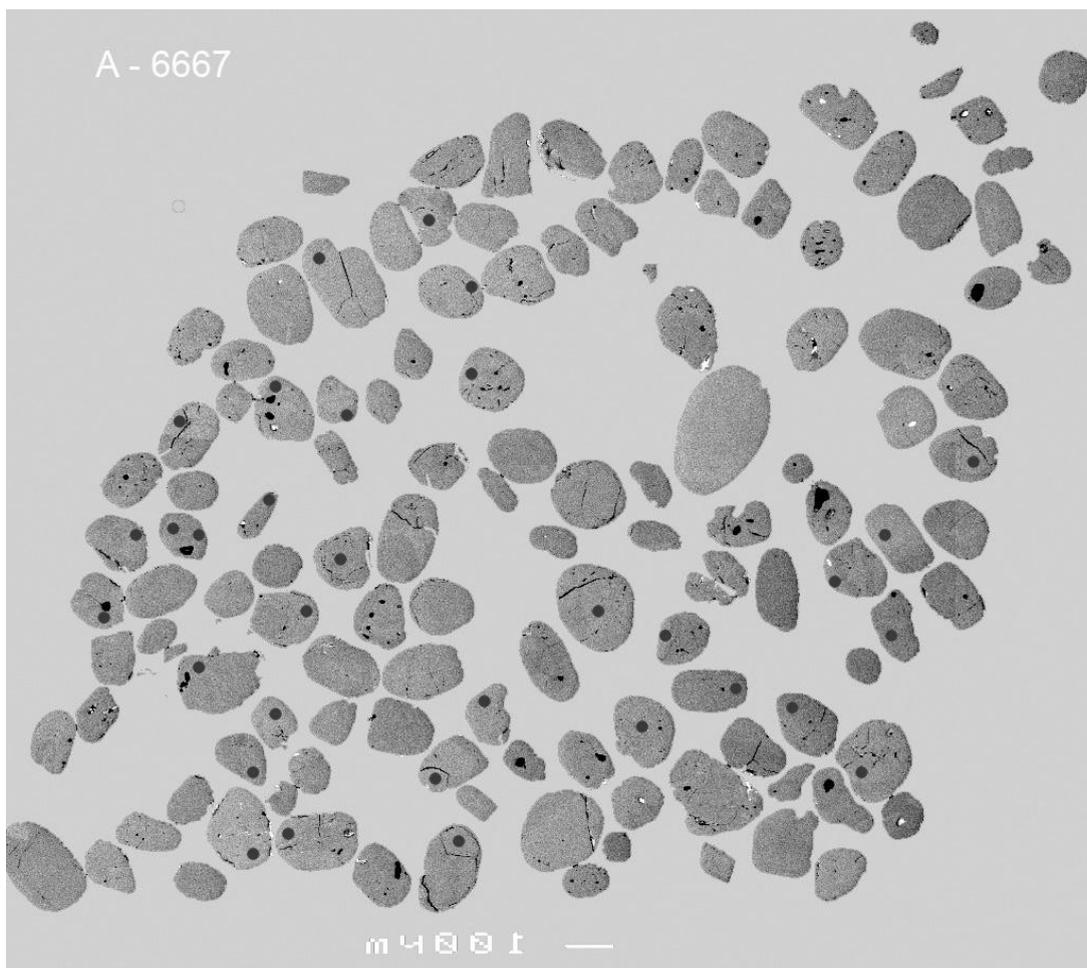


Figura III.3.10 - Imagem BSE dos grãos de zircões da amostra 6667 onde os locais analisados estão marcados com círculos vermelhos.

Os resultados de modo geral são concordantes, havendo, todavia quatro análises são discordantes. As análises discordantes foram agrupadas como se segue: três idades com 1817 ± 11 Ma (39% discordante), 1814 ± 13 Ma (44% discordante), e 1894 ± 10 Ma (28% discordante), alinham na regressão de 2060 Ma (cinco análises) porém suas idades não foram consideradas para o gráfico de frequência cumulativa. Uma análise com 2334 ± 8 Ma (37% discordante) alinha na discórdia de 2771 Ma. (Figuras III.3.11 e III.3.12) porém, da mesma forma, não foi considerada para o gráfico de frequência cumulativa.

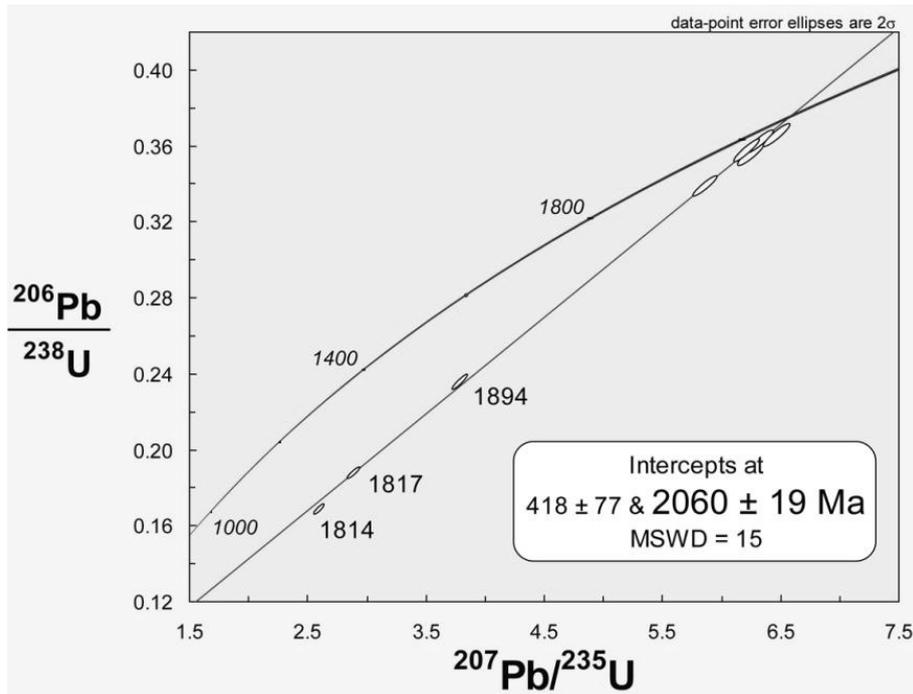


Figura III.3.11 - As análises discordantes com 1814, 1817 e 1894 Ma da amostra 6667 são tentativamente agrupadas na população com 2060 Ma, porem suas idades não foram consideradas para o gráfico de frequência cumulativa.

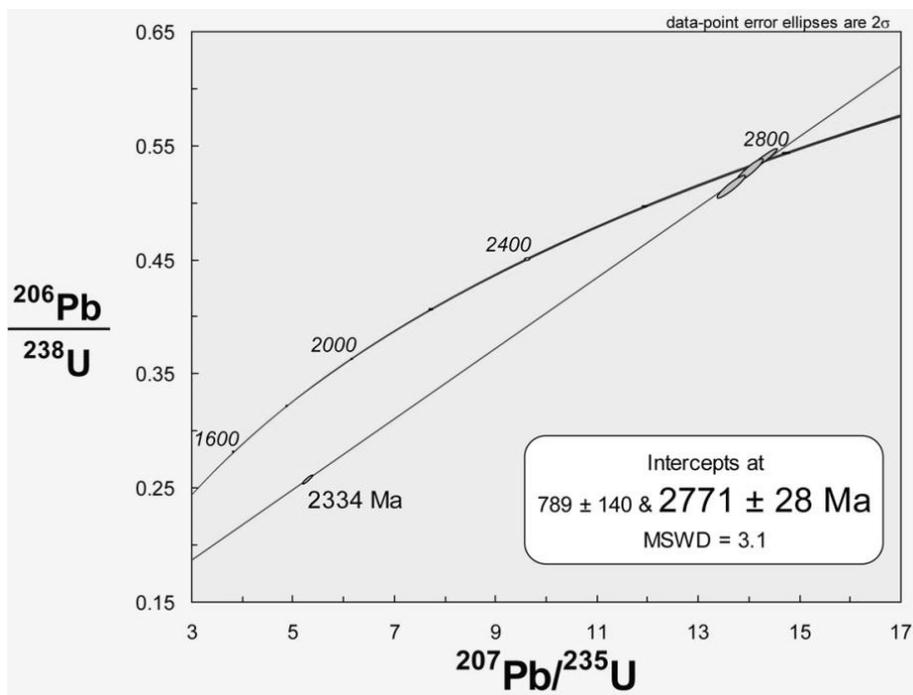


Figura III.3.12 - A análise discordante com 2334 Ma da amostra 6667 está alinhada com a população com 2771 Ma, porem sua idade não foi considerada para o gráfico de frequência cumulativa.

As populações de idades da amostra 6667 são semelhantes às da amostra 6666, com quatro grupos definidos: estateriano (2 grãos, 7%), orosiriano (3 grãos = 11%), riaciano (7 grãos, 25%) e arqueano (16 grãos, 57%) (Figura III.3.13). Não foram encontrados zircões siderianos e paleoarqueanos e nem no intervalo 1800-2000 Ma.

A idade máxima da rocha metassedimentar é 1706 ± 13 que é a média ponderada das duas idades mais jovens, com 1704 ± 19 e 1708 ± 18 Ma.

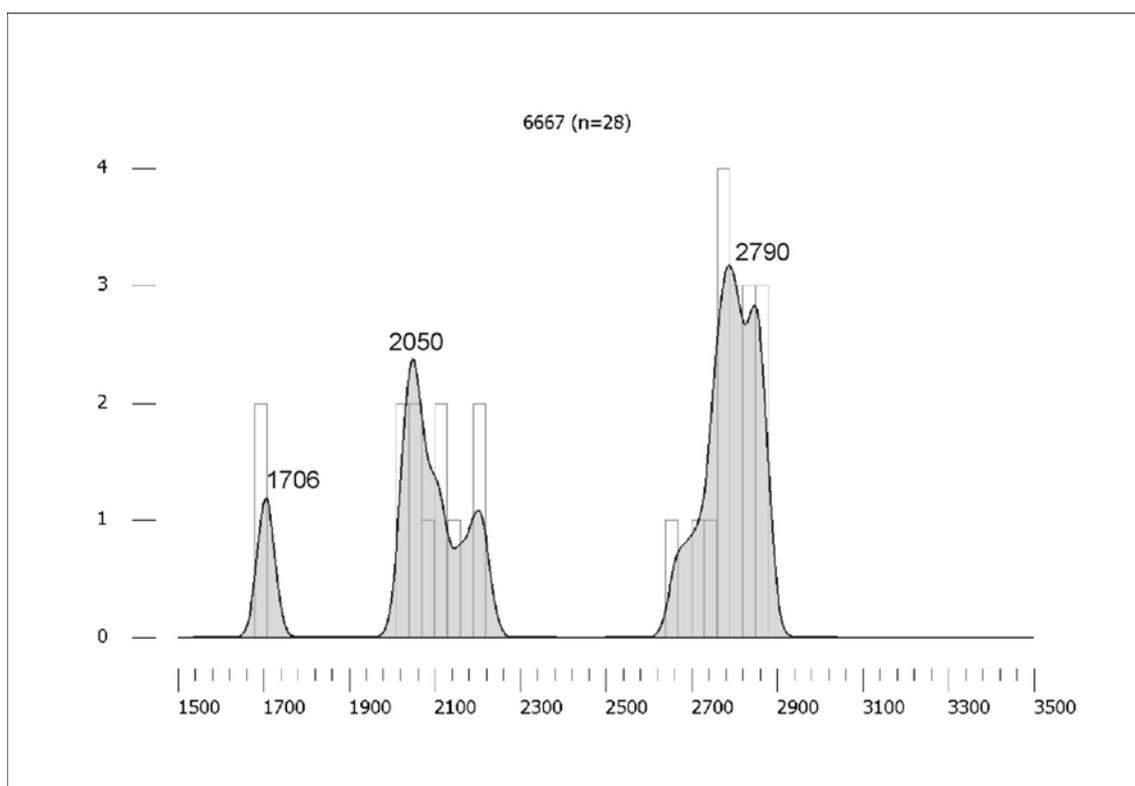


Figura III.3.13 - Diagrama densidade-probabilidade com as idades dos grãos de zircões da amostra 6667.

Amostra 6668

Amostra coletada em afloramento na estrada que liga Morro do Pilar a Carmésia. Outra amostra com elevada maturidade, com zircões submetidos a longo transporte e, provavelmente a mais de um ciclo de sedimentação. Como as duas amostras anteriores (6666 e 6667), os zircões têm poucas fraturas e poucas zonas alteradas (Figura III.3.14).

Os teores de U (Tabela III.3.2) estão entre 59 (d.1-1) e 526 (d.4-2) ppm, enquanto que apenas um grão é depletado em Th, o que pode indicar uma origem metamórfica (grão d.8-1, apenas 8 ppm de

Th) e marcar um evento metamórfico do Sideriano (2459 Ma). Entre as 31 análises efetuadas, 25 resultados são concordantes e seis discordantes. A idade mais nova de 1955 ± 11 Ma é discordante (27%) e não deve representar a idade real do mineral. Tentativamente, considerando que uma perda de Pb ocorreu durante o evento Brasiliano, a análise desse grão (d.4-2) pode fazer parte da população de zircões com 2040 Ma, como pode ser visto na Figura III.3.15.

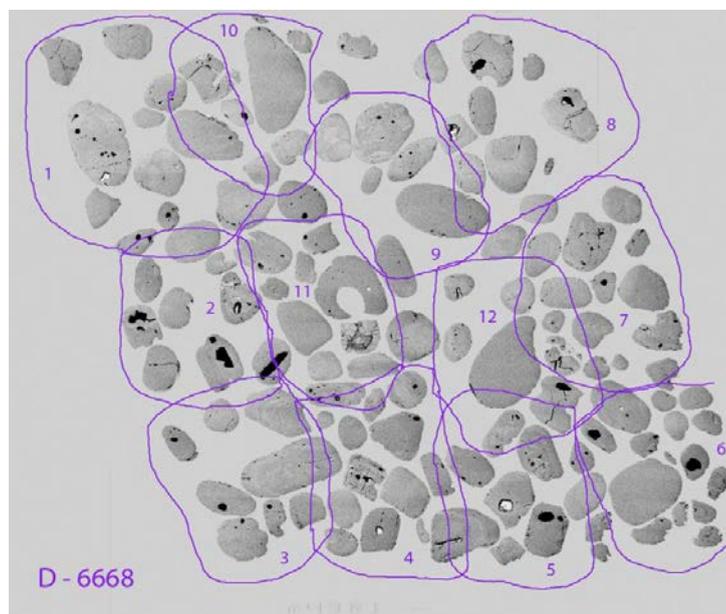


Figura III.3.14 - Imagem BSE dos grãos de zircões da amostra 6668, onde os locais analisados estão marcados com círculos verdes.

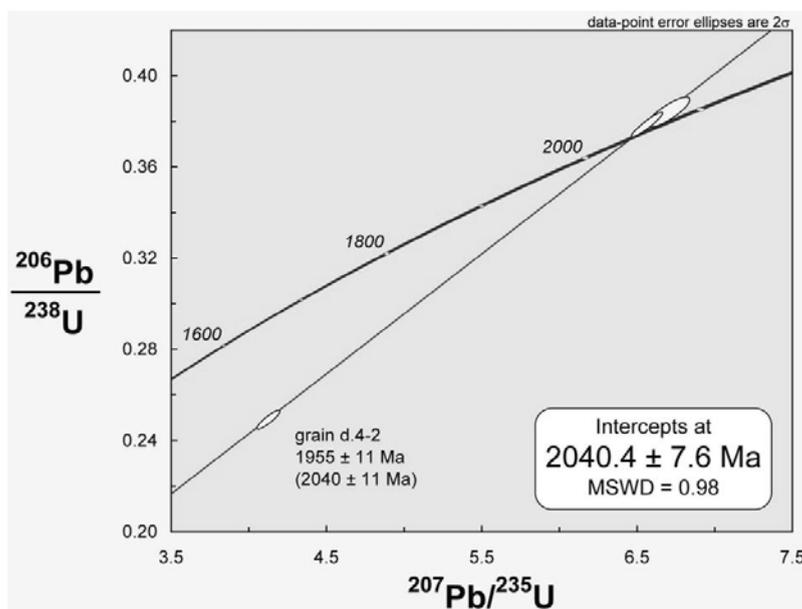


Figura III.3.15 - O grão de zircão aparentemente mais novo da amostra 6668 tem uma idade discordante que pode refletir perda irregular de Pb radiogênico. Sua idade pode ser mais antiga, pois as relações isotópicas estão na mesma linha de regressão dos grãos de zircões com 2040 Ma. As idades calculadas pelo intercepto superior das linhas de regressão não foram usadas nos gráficos de frequência nem nas interpretações dos resultados obtidos.

A amostra 6668 tem 2 populações principais: riaciana (12 grãos, 48%) e arqueana (10 grãos, 40%). Duas outras populações são a orosiriana (1 grãos, 4%) e a sideriana (2 grãos, 8%). (Figura III.3.16).

O grão de zircão mais novo encontrado tem idade 2041 ± 8 Ma. Diferentemente das amostras 6666 e 6667 o grão de zircão mais novo da amostra 6668 não tem idade estateriana.

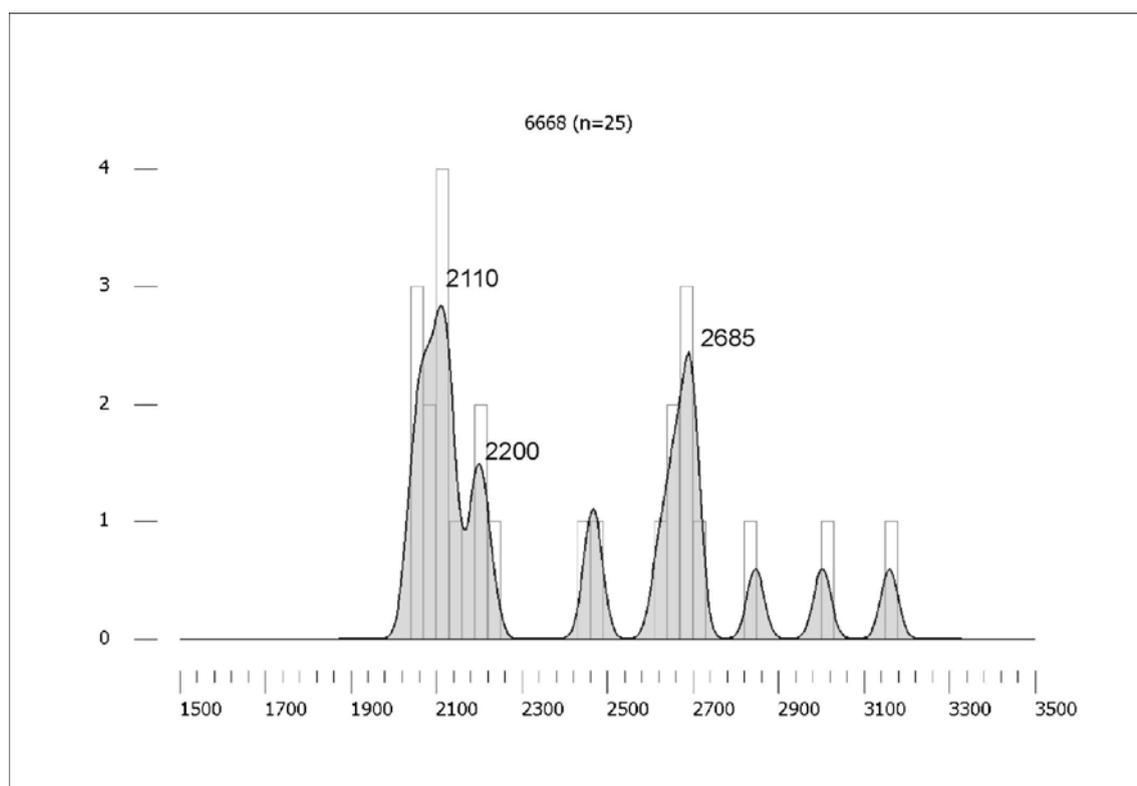


Figura III.3.16 - Histograma e curva de probabilidade com as idades dos grãos de zircões detríticos da amostra 6668

Amostra JC176

Amostra de quartzito fino sericítico, branco, contendo níveis cinzentos ferruginosos, intercalado em filito cinza, prateado. A amostra contém tanto quartzito como filito. São rochas da Fm. Meloso coletadas em afloramento em corte da MG-10 quando esta rodovia transpõe a Serra do Sapo, cerca de 15 km ao norte de Conceição do Mato Dentro, rumo a Serro. Os resultados obtidos (Tabela III.3.2) estão mostrados nas Figuras III.3.17, III.3.18, III.3.19, III.3.20 e III.3.21.

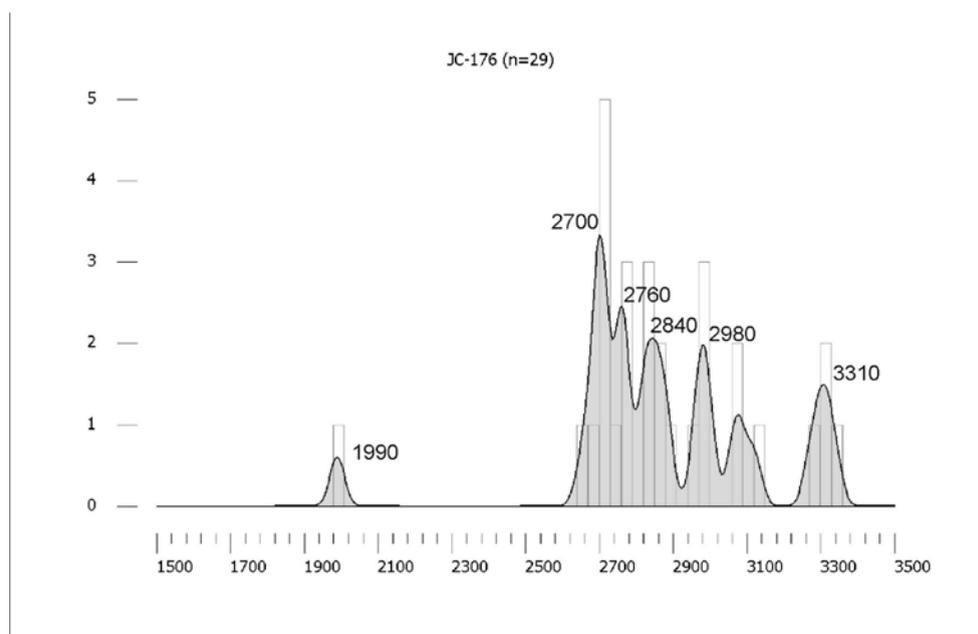


Figura III.3.17 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões datados na amostra JC 176.

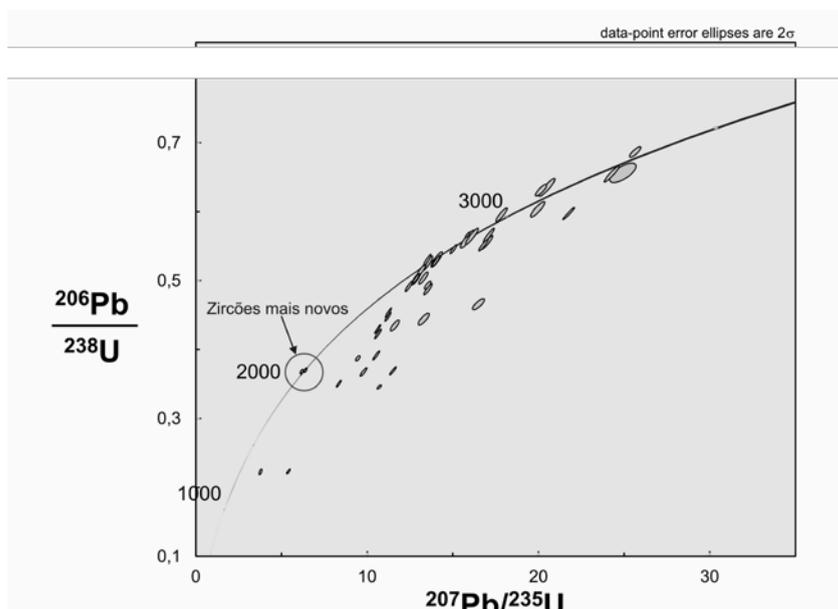


Figura III.3.18 – Dados dos grãos de zircões datados na amostras JC 176 plotados em concórdia. As idades calculadas pelo intercepto superior das linhas de regressão não foram usadas nos gráficos de frequência nem nas interpretações dos resultados obtidos.

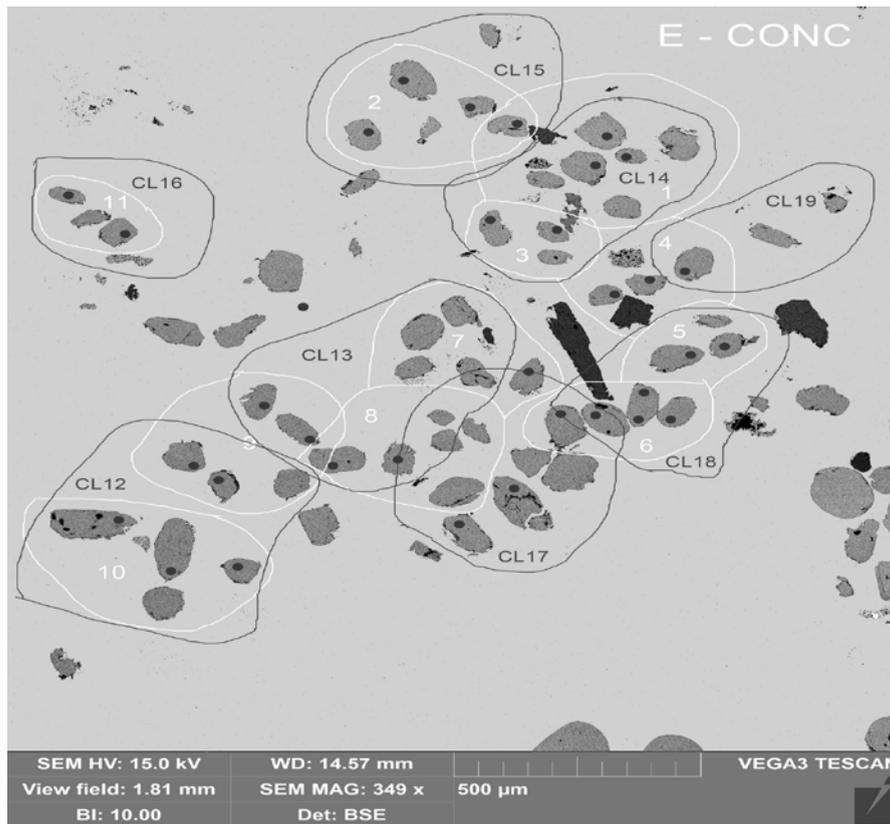


Figura III.3.19 – Imagem BSE de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos representam os locais analisados.

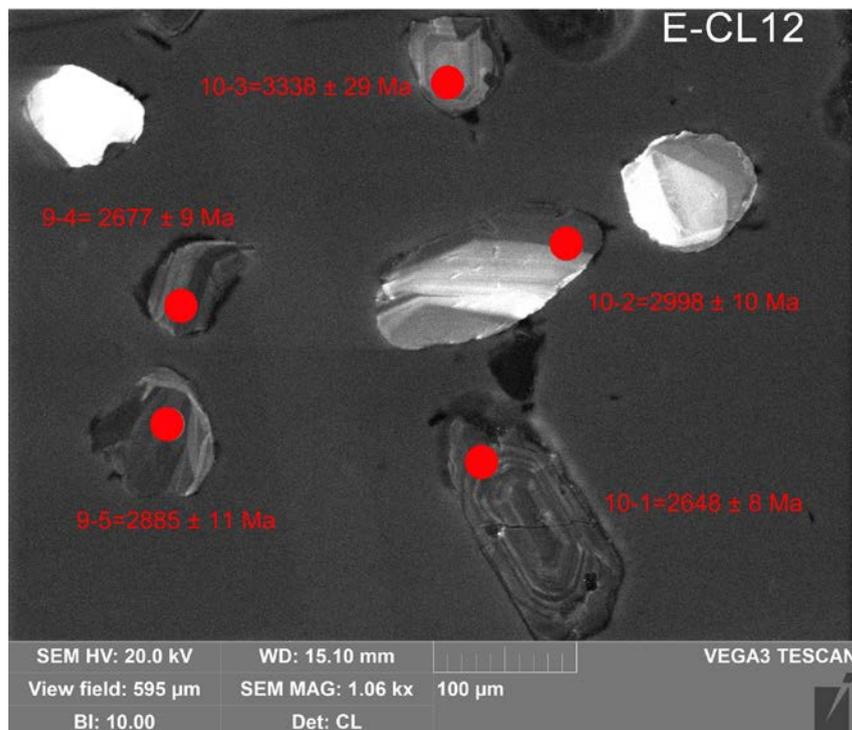


Figura III.3.20 – Imagem de catodoluminescência de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos representam os locais analisados.

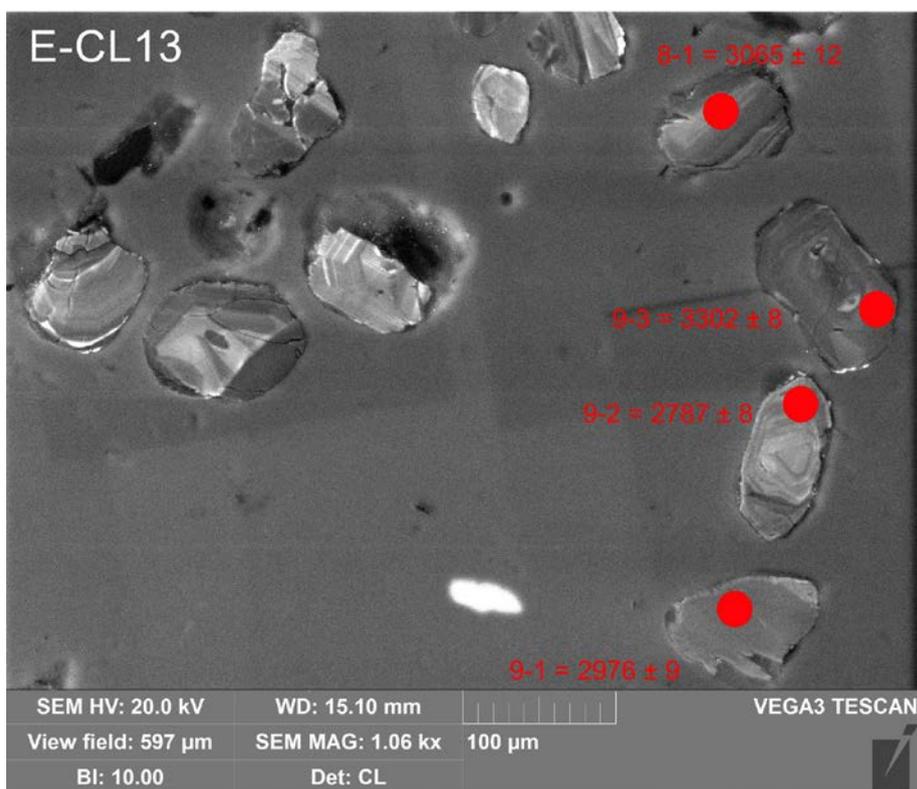


Figura III.3.21 – Imagem catodoluminescência de alguns grãos de zircões datados na amostra JC 176. Pontos em vermelho representam os locais analisados.

Quarenta e três grãos de zircão foram datados na amostra JC176 porem 14 tem discordância maior que 10% (Tabela III.3.2) e não foram utilizados no gráfico de frequência (Figura III.3.17) nem considerados na análise dos resultados .

As fontes deposicionais são todas de idade arqueanas, com exceção de uma fonte orosiriana. (Figura III.3.17). Destaca-se um zircão mais novo de idade orosiriana (1990 ± 16 Ma). A população arqueana tem subpopulações com idades de 2700 Ma (n=5), 2760 Ma (n=3), 2840 Ma (n=3), 2980 (n=3), e 3310 Ma (n=3). O grão de zircão mais velho tem idade paleoarqueana (3338 ± 29 Ma).

Esta amostra limita a idade máxima de deposição das formações ferríferas bandadas porque a amostra JC 176 foi coletada na encaixante de base destas formações ferríferas, bem próximo ao contato. As formações ferríferas da Fm. Serra do Sapo são, portanto, mais novas que 1990 ± 16 Ma.

Bebeto 1

Amostra de quartzito grosso, rico com grânulos de quartzo e com seixos esparsos de quartzo de veio. A estratigrafia do local da coleta mostra da base para o topo:

- Formação ferrífera bandada com 5 a 8 m de espessura, descontínua, cinza escura a negra, com predomínio das bandas ferruginosas sobre as bandas quartzosas, ambas subcentimétricas em espessura;
- Brecha de formação ferrífera bandada com cerca de 5 metros de espessura, também descontínua, contendo fragmentos angulosos exclusivos de formação ferrífera, com 5 a 20 cm de comprimento, subparalelos entre si, predominando largamente sobre a matriz quartzosa, branca e grossa;
- Metaconglomerado clasto suportado com 1 a 3 m de espessura, descontínuo, formando lentes, com clastos de 2 a 20 cm de comprimento maior, arredondados, bem selecionados, com grande predomínio de clastos de formação ferrífera bandada e ainda clastos de formação ferrífera não bandada, quartzo leitoso de veio, quartzitos ferruginosos e quartzitos brancos.
- Quartzitos grossos, brancos, contendo seixos esparsos de quartzo leitoso e ocasionais níveis decamétricos de conglomerados polimíticos com predomínio de clastos de quartzo e quartzito branco. São comuns estratificações cruzadas, tabulares, de baixo ângulo, porte médio: 1 a 2 m de altura e 2 a 4 m de comprimento. O acamamento é marcado pelas variações litológicas e tem atitude N40W/20NE. Observa-se uma xistosidade marcada pelas micas brancas que tem a mesma direção do acamamento, porém mergulha 50 a 60 graus para NE. A relação angular entre xistosidade e bandamento, vista ao longo de centenas de metros de afloramento é sempre a mesma e indica a posição do afloramento em um flanco não invertido de dobra. Estes quartzitos têm espessura de centenas de metros e seu contato de topo não foi observado no afloramento de coleta da amostra.

A amostra foi retirada da base do quartzito de topo da sequência e foi observado o contato de topo deste quartzito amostrado.

Foram datados 33 grãos de zircão, porém 3 tiveram idades com discordância acima de 10% e não foram considerados (Tabela III.3.2). As idades dos grãos de zircão detrítico da amostra Bebetol são muito similares às idades encontradas nas amostras 6666 e 6667 e também podem ser agrupadas em três populações principais (Figura III.3.22): arqueana (n=8, 27%), orosiriana-riaciana (n=14, 47%) e estateriana (n=8, 27%). Esta é a amostras com o maior número de grãos de zircões estaterianos, mas a maior população de zircões da amostra tem idade orosiriana-riaciana. A idade do zircão mais novo é 1683 ± 30 Ma.

Bebeto 2

Amostra de quartzito branco amarelado aflorando em cristas na base da Serra do Sapo. Grão fino a médio, sericítico, com cerca de 5 m de espessura.

Filitos cinza e prateados da Formação Meloso (20 m de espessura) ocorrem no topo dos quartzitos amostrados e estatigraficamente logo acima afloram cristas dos itabiritos da Fm. Serra do Sapo. Todas as camadas tem atitude N10W/25NE. Afloramento sob a mina em desenvolvimento da Anglo American Brasil.

Foram datados 27 grãos de zircão, mas 6 grãos tiveram discordância acima de 10% e não foram considerados. Somente grãos de zircões arqueanos foram encontrados nesta amostra. Três populações principais são observadas em 2705 (n=3), 2980 Ma (n=3) e 3300 Ma (n=3) (Figura III.3.23). A idade de deposição máxima para o quartzito amostrado é 2691 ± 13 Ma que é a idade do grão de zircão mais novo. Rochas mesoarqueanas são a fonte de contribuição detrítica mais importante (n=9; 43%) para a amostra, mas rochas do Neoarqueano (n=5; 24%) e do Paleoarqueano (n=7; 33%) também foram importantes fontes de material detrítico. O grão de zircão mais velho encontrado tem de 3320 ± 12 Ma.

Não foram observados grãos de zircão com idades riaciana, sideriana e estateriana.

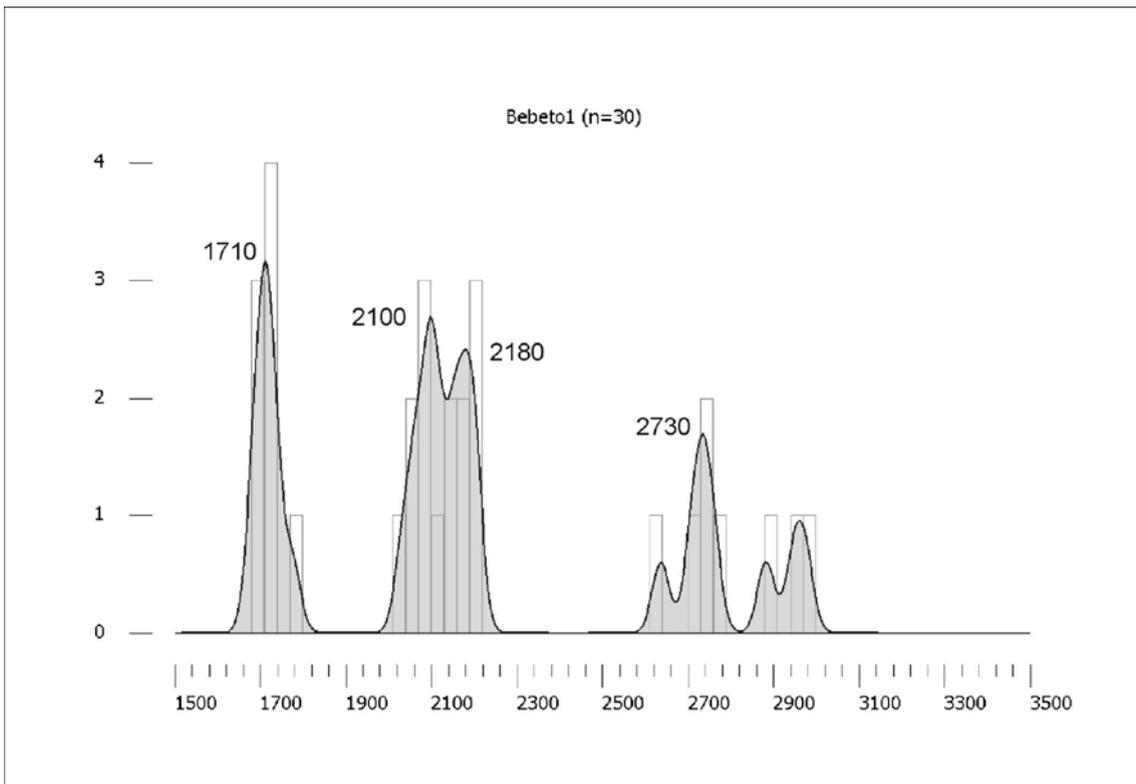


Figura III.3.22 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões detríticos datados na amostra Beбето1.

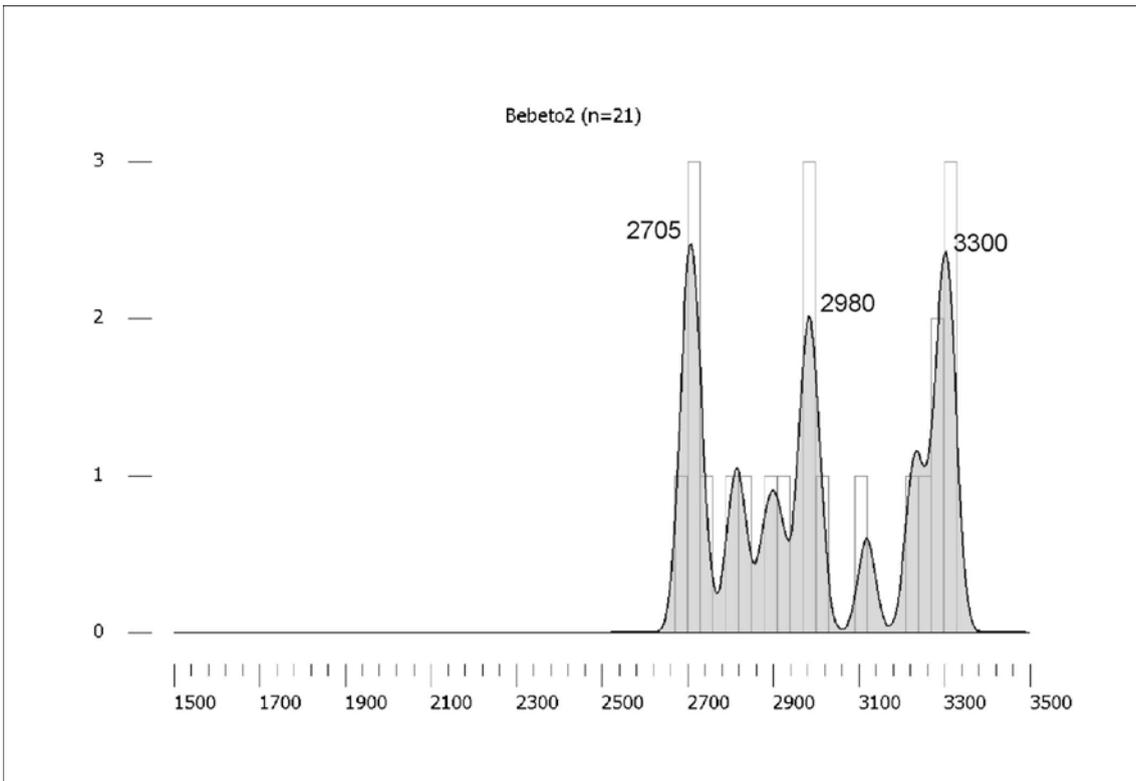


Figura III.3.23 - Gráfico de frequência de idades de grãos de zircões detríticos datados na amostra Beбето2.

Tabela III.3.2 – Dados analíticos das amostras datadas – SHRIMP.

Amostra 6160, metagranito, Plutonito Jacém, Complexo Guanhães, grãos de zircão ígneo													
						Razões isotópicas					Idades (Ma)		
Ponto	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb ppm	4f ²⁰⁶ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %
k.1-2	323	191	0.61	140.9	0.15	0.18578 ± 0.73	12.9913 ± 1.79	0.5072 ± 1.64	0.913	0.1352 ± 2.11	2645 ± 36	2705 ± 12	2
k.2-1	426	265	0.64	123.3	0.36	0.16720 ± 0.47	7.7367 ± 1.46	0.3356 ± 1.38	0.948	0.0890 ± 1.71	1865 ± 22	2530 ± 8	26
k.3-1	256	170	0.69	105.6	0.17	0.18289 ± 0.43	12.0950 ± 1.49	0.4796 ± 1.43	0.957	0.1237 ± 1.66	2526 ± 30	2679 ± 7	6
k.4-1	256	171	0.69	89.1	0.09	0.18097 ± 0.57	10.9504 ± 1.54	0.4389 ± 1.43	0.929	0.1186 ± 2.01	2345 ± 28	2662 ± 9	12
k.6-1	235	138	0.61	89.1	0.55	0.18097 ± 0.57	10.9504 ± 1.54	0.4389 ± 1.43	0.929	0.1186 ± 2.01	2345 ± 28	2662 ± 9	12
k.6-2	295	190	0.66	123.8	0.11	0.18402 ± 0.41	12.3624 ± 1.47	0.4872 ± 1.41	0.961	0.1292 ± 1.62	2559 ± 30	2689 ± 7	5
k.7-1	322	161	0.52	116.6	0.18	0.17725 ± 0.66	10.2727 ± 1.91	0.4203 ± 1.80	0.939	0.1163 ± 2.21	2262 ± 34	2627 ± 11	14
k.8-1	152	101	0.69	65.3	0.15	0.18432 ± 0.68	12.6709 ± 1.67	0.4986 ± 1.52	0.912	0.1375 ± 2.42	2608 ± 33	2692 ± 11	3

Amostra 6666, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, grãos de zircão detrítico

Ponto	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	^{4f} ²⁰⁶ (%)	Razões isotópicas				Idades (Ma)				Idades (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
d.1-1	270	152	0.58	83.7	0.00	0.12493 ± 0.54	62.026 ± 1.54	0.3601 ± 1.44	0.937	0.1012 ± 1.63	1983 ± 25	2028 ± 10	2.2	2038 ± 10	2053 ± 10
d.1-2	334	161	0.50	107.3	-0.02	0.12845 ± 0.48	66.301 ± 1.50	0.3744 ± 1.42	0.948	0.1047 ± 1.78	2050 ± 25	2077 ± 8	1.3	2082 ± 8	2083 ± 5
d.1-3	166	106	0.66	55.9	-0.02	0.13067 ± 0.68	70.450 ± 1.70	0.3910 ± 1.56	0.917	0.1091 ± 1.83	2128 ± 28	2107 ± 12	-1.0	2103 ± 12	2118 ± 6
d.2-1	168	29	0.18	75.6	0.22	0.18907 ± 2.56	136.477 ± 2.97	0.5235 ± 1.49	0.503	0.1250 ± 5.36	2714 ± 33	2734 ± 42	0.7	2736 ± 42	2712 ± 19
d.2-2	38	27	0.74	9.7	0.00	0.10228 ± 1.71	42.363 ± 2.65	0.3004 ± 2.02	0.762	0.0869 ± 2.82	1693 ± 30	1666 ± 32	-1.6	1658 ± 32	1685 ± 6
d.2-3	37	26	0.73	9.4	0.35	0.10297 ± 1.67	41.911 ± 2.53	0.2952 ± 1.90	0.750	0.0845 ± 2.72	1667 ± 28	1678 ± 31	0.6	1682 ± 31	1685 ± 6
d.3-1	182	115	0.65	60.3	0.04	0.12834 ± 0.68	68.169 ± 1.64	0.3852 ± 1.49	0.910	0.1049 ± 1.79	2101 ± 27	2075 ± 12	-1.2	2070 ± 12	2053 ± 10
d.3-2	230	38	0.17	96.5	-0.08	0.17653 ± 0.49	118.938 ± 1.54	0.4887 ± 1.46	0.948	0.1379 ± 2.72	2565 ± 31	2621 ± 8	2.1	2628 ± 8	2648 ± 11
d.5-1	142	40	0.29	57.1	0.22	0.18017 ± 0.70	115.947 ± 1.60	0.4667 ± 1.43	0.898	0.1171 ± 3.29	2469 ± 29	2654 ± 12	7.0	2679 ± 12	2682 ± 8
d.5-2	124	51	0.43	40.8	0.01	0.14125 ± 0.71	74.591 ± 1.61	0.3830 ± 1.44	0.898	0.1067 ± 2.15	2090 ± 26	2243 ± 12	6.8	2271 ± 12	2243 ± 12
d.5-3	148	182	1.27	37.9	0.00	0.10995 ± 0.79	45.208 ± 1.57	0.2982 ± 1.36	0.864	0.0900 ± 1.58	1682 ± 20	1799 ± 14	6.5	1832 ± 14	1799 ± 14
d.5-4	232	100	0.44	84.4	0.02	0.17630 ± 0.60	103.023 ± 1.51	0.4238 ± 1.38	0.917	0.1130 ± 2.41	2278 ± 27	2618 ± 10	13.0	2669 ± 10	2682 ± 8
d.7-2	132	116	0.91	57.3	-0.04	0.19662 ± 0.58	136.663 ± 1.72	0.5041 ± 1.62	0.941	0.1435 ± 1.80	2631 ± 35	2798 ± 10	6.0	2818 ± 10	2823 ± 10
d.7-4	236	126	0.55	74.0	0.13	0.13813 ± 0.70	69.231 ± 1.63	0.3635 ± 1.47	0.902	0.0975 ± 1.99	1999 ± 25	2204 ± 12	9.3	2245 ± 12	2202 ± 8
d.7-5	113	43	0.39	38.3	0.04	0.13645 ± 0.90	73.834 ± 1.92	0.3924 ± 1.70	0.884	0.1081 ± 2.51	2134 ± 31	2183 ± 16	2.2	2192 ± 16	2202 ± 8
d.7-6	78	90	1.19	20.9	0.09	0.10804 ± 1.50	46.694 ± 2.28	0.3135 ± 1.72	0.753	0.0873 ± 2.21	1758 ± 26	1767 ± 27	0.5	1769 ± 27	1769 ± 21
d.7-7	156	58	0.39	53.3	0.14	0.13552 ± 0.94	74.396 ± 1.80	0.3981 ± 1.54	0.854	0.1056 ± 2.27	2160 ± 28	2171 ± 16	0.5	2173 ± 16	2172 ± 9
d.8-1	60	44	0.75	19.2	0.31	0.13074 ± 2.26	66.739 ± 2.99	0.3702 ± 1.96	0.656	0.0925 ± 4.31	2030 ± 34	2108 ± 40	3.7	2124 ± 40	2118 ± 6
d.8-3	119	57	0.50	53.1	0.13	0.19892 ± 0.69	142.614 ± 1.73	0.5200 ± 1.58	0.917	0.1353 ± 2.35	2699 ± 35	2817 ± 11	4.2	2831 ± 11	2823 ± 10
d.8-4	162	69	0.44	55.2	0.00	0.13499 ± 0.68	73.672 ± 1.68	0.3958 ± 1.53	0.915	0.1062 ± 1.90	2150 ± 28	2164 ± 12	0.7	2167 ± 12	2172 ± 9
d.8-5	92	61	0.69	32.8	0.07	0.13803 ± 1.00	79.231 ± 1.93	0.4163 ± 1.65	0.854	0.1162 ± 2.22	2244 ± 31	2203 ± 17	-1.9	2196 ± 17	2202 ± 8
d.8-6	200	97	0.50	88.7	-0.06	0.20252 ± 0.49	144.005 ± 1.58	0.5157 ± 1.50	0.950	0.1372 ± 1.84	2681 ± 33	2847 ± 8	5.8	2866 ± 8	2872 ± 6
d.8-7	50	24	0.50	18.1	0.37	0.13602 ± 1.48	78.032 ± 2.41	0.4161 ± 1.91	0.791	0.1055 ± 3.57	2243 ± 36	2177 ± 26	-3.0	2166 ± 26	2172 ± 9
d.8-8	175	79	0.46	60.1	0.02	0.13630 ± 0.65	74.844 ± 1.64	0.3982 ± 1.51	0.919	0.1090 ± 1.84	2161 ± 28	2181 ± 11	0.9	2184 ± 11	2172 ± 9
d.8-9	58	29	0.53	20.1	0.22	0.13022 ± 1.20	72.439 ± 1.97	0.4034 ± 1.57	0.793	0.1106 ± 2.86	2185 ± 29	2101 ± 21	-4.0	2086 ± 21	2118 ± 6
d.8-10	99	42	0.44	33.5	0.20	0.13142 ± 0.86	71.435 ± 1.67	0.3942 ± 1.43	0.858	0.1059 ± 2.43	2142 ± 26	2117 ± 15	-1.2	2112 ± 15	2118 ± 6
d.9-1	49	32	0.67	17.5	0.27	0.13415 ± 1.33	77.102 ± 2.10	0.4169 ± 1.63	0.775	0.1126 ± 2.78	2246 ± 31	2153 ± 23	-4.3	2137 ± 23	2172 ± 9
d.9-2	256	164	0.66	78.6	0.07	0.13049 ± 0.63	64.109 ± 1.48	0.3563 ± 1.34	0.905	0.1012 ± 1.62	1965 ± 23	2105 ± 11	6.6	2134 ± 11	2118 ± 6
d.9-2	112	48	0.45	35.2	0.17	0.13419 ± 1.22	67.853 ± 1.89	0.3667 ± 1.44	0.762	0.1022 ± 2.48	2014 ± 25	2153 ± 21	6.5	2181 ± 21	2172 ± 9
d.9-4	44	128	2.99	19.1	0.07	0.18799 ± 1.08	130.888 ± 2.18	0.5050 ± 1.89	0.868	0.1354 ± 2.12	2635 ± 41	2725 ± 18	3.3	2736 ± 18	2712 ± 19
d.9-5	299	155	0.54	129.3	0.02	0.19859 ± 0.29	137.900 ± 1.31	0.5036 ± 1.28	0.975	0.1433 ± 1.38	2629 ± 28	2815 ± 5	6.6	2837 ± 5	2823 ± 10

Amostra 6667, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, grãos de zircão detrítico

Ponto	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	^{4f} 206 (%)	Razões isotópicas				Idades (Ma)				Idades (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
a.2-1	250	215	0.89	113.9	0.00	0.18568 ± 0.95	135.580 ± 1.65	0.5296 ± 1.34	0.815	0.1419 ± 1.48	2740 ± 30	2704 ± 16	-1.3	2700 ± 16	2682 ± 8
a.3-1	498	18	0.04	101.0	0.00	0.11588 ± 0.56	37.738 ± 1.42	0.2362 ± 1.30	0.919	0.0821 ± 2.81	1367 ± 16	1894 ± 10	27.8	2086 ± 10	2083 ± 5
a.3-2	301	413	1.42	94.7	0.01	0.12792 ± 0.57	64.587 ± 1.46	0.3662 ± 1.35	0.920	0.1018 ± 1.46	2011 ± 23	2070 ± 10	2.8	2082 ± 10	2083 ± 5
a.3-3	810	183	0.23	179.7	0.07	0.14897 ± 0.47	53.009 ± 1.35	0.2581 ± 1.27	0.939	0.0506 ± 2.26	1480 ± 17	2334 ± 8	36.6	2573 ± 8	not used
a.3-4	263	106	0.42	125.0	0.03	0.20565 ± 0.45	156.853 ± 1.43	0.5532 ± 1.35	0.948	0.1478 ± 1.71	2838 ± 31	2872 ± 7	1.2	2875 ± 7	2872 ± 6
a.3-5	532	248	0.48	86.0	0.00	0.11105 ± 0.60	28.807 ± 1.43	0.1881 ± 1.29	0.907	0.0577 ± 1.54	1111 ± 13	1817 ± 11	38.8	2179 ± 11	2172 ± 9
a.3-6	91	48	0.54	42.4	-0.01	0.20209 ± 0.70	151.071 ± 1.70	0.5422 ± 1.55	0.912	0.1421 ± 1.98	2793 ± 35	2843 ± 11	1.8	2849 ± 11	2853 ± 6
a.3-7	79	40	0.52	36.6	-0.05	0.19950 ± 0.94	148.714 ± 1.90	0.5406 ± 1.64	0.867	0.1490 ± 2.21	2786 ± 37	2822 ± 15	1.3	2826 ± 15	2823 ± 10
a.3-8	125	51	0.42	56.6	0.03	0.19243 ± 0.64	140.257 ± 1.60	0.5286 ± 1.47	0.917	0.1388 ± 2.03	2736 ± 33	2763 ± 11	1.0	2766 ± 11	2772 ± 16
a.3-9	340	301	0.92	99.0	0.02	0.12498 ± 0.55	58.487 ± 1.44	0.3394 ± 1.33	0.924	0.0898 ± 1.48	1884 ± 22	2029 ± 10	7.1	2061 ± 10	2053 ± 10
a.4-1	231	102	0.45	108.8	0.03	0.20296 ± 0.46	153.244 ± 1.65	0.5476 ± 1.58	0.960	0.1441 ± 1.85	2815 ± 36	2850 ± 8	1.2	2854 ± 8	2853 ± 6
a.4-2	339	110	0.33	150.0	0.02	0.19604 ± 0.40	139.112 ± 1.39	0.5146 ± 1.33	0.957	0.1327 ± 1.65	2676 ± 29	2794 ± 7	4.2	2807 ± 7	2823 ± 10
a.4-3	357	431	1.25	109.8	0.00	0.12568 ± 0.52	62.081 ± 1.46	0.3583 ± 1.37	0.934	0.0995 ± 1.47	1974 ± 23	2038 ± 9	3.2	2052 ± 9	2053 ± 10
a.4-4	300	269	0.93	91.9	-0.06	0.12712 ± 0.65	62.429 ± 1.55	0.3562 ± 1.40	0.908	0.0986 ± 1.60	1964 ± 24	2059 ± 11	4.6	2079 ± 11	2053 ± 10
a.4-5	270	319	1.22	84.2	0.02	0.12637 ± 0.60	63.183 ± 1.50	0.3626 ± 1.37	0.915	0.0984 ± 1.51	1995 ± 24	2048 ± 11	2.6	2059 ± 11	2053 ± 10
a.4-6	272	122	0.46	125.8	0.10	0.19267 ± 0.47	142.951 ± 1.58	0.5381 ± 1.51	0.955	0.1344 ± 1.97	2776 ± 34	2765 ± 8	-0.4	2764 ± 8	2772 ± 16
a.4-7	207	178	0.88	70.4	0.05	0.13904 ± 0.67	75.758 ± 1.66	0.3952 ± 1.52	0.916	0.1053 ± 1.75	2147 ± 28	2215 ± 12	3.1	2228 ± 12	2202 ± 8
a.5-1	150	67	0.47	69.5	0.08	0.20260 ± 0.56	150.945 ± 1.67	0.5404 ± 1.58	0.943	0.1398 ± 1.89	2785 ± 36	2847 ± 9	2.2	2854 ± 9	2853 ± 6
a.5-2	289	183	0.65	131.1	0.03	0.19697 ± 0.55	143.330 ± 1.56	0.5278 ± 1.46	0.937	0.1408 ± 1.63	2732 ± 33	2801 ± 9	2.5	2809 ± 9	2823 ± 10
a.5-3	173	20	0.12	58.5	0.25	0.13113 ± 0.98	70.995 ± 1.84	0.3927 ± 1.56	0.847	0.0855 ± 9.73	2135 ± 28	2113 ± 17	-1.0	2109 ± 17	2118 ± 6
a.5-4	158	83	0.55	39.4	0.05	0.10465 ± 1.00	41.875 ± 1.88	0.2902 ± 1.60	0.849	0.0814 ± 2.94	1643 ± 23	1708 ± 18	3.8	1728 ± 18	1685 ± 6
a.5-5	143	72	0.52	36.4	0.07	0.10439 ± 1.05	42.626 ± 1.88	0.2961 ± 1.56	0.830	0.0822 ± 2.23	1672 ± 23	1704 ± 19	1.9	1713 ± 19	1685 ± 6
a.5-6	172	156	0.94	55.4	0.17	0.13030 ± 0.94	67.082 ± 1.82	0.3734 ± 1.56	0.858	0.1028 ± 1.94	2045 ± 27	2102 ± 16	2.7	2113 ± 16	2118 ± 6
a.5-7	224	105	0.48	72.3	0.07	0.13446 ± 0.68	69.477 ± 1.66	0.3747 ± 1.52	0.911	0.0884 ± 2.39	2052 ± 27	2157 ± 12	4.9	2178 ± 12	2172 ± 9
a.5-8	172	78	0.47	74.1	0.00	0.19529 ± 0.71	134.811 ± 1.71	0.5007 ± 1.55	0.910	0.1327 ± 1.93	2617 ± 33	2787 ± 12	6.1	2808 ± 12	2823 ± 10
a.6-1	166	107	0.66	73.5	0.03	0.19285 ± 0.59	136.678 ± 1.63	0.5140 ± 1.52	0.931	0.1365 ± 1.83	2674 ± 33	2767 ± 10	3.4	2778 ± 10	2772 ± 16
a.6-2	220	108	0.51	93.6	-0.02	0.18929 ± 0.52	129.522 ± 1.50	0.4963 ± 1.40	0.937	0.1276 ± 1.70	2598 ± 30	2736 ± 9	5.1	2753 ± 9	2736 ± 9
a.6-3	104	74	0.73	48.2	-0.12	0.20513 ± 1.91	152.222 ± 2.57	0.5382 ± 1.72	0.669	0.1447 ± 2.46	2776 ± 39	2867 ± 31	3.2	2877 ± 31	2872 ± 6
a.6-4	120	66	0.57	40.5	0.08	0.13733 ± 1.23	74.304 ± 1.95	0.3924 ± 1.51	0.775	0.1102 ± 2.56	2134 ± 28	2194 ± 21	2.7	2205 ± 21	2202 ± 8
a.6-5	652	435	0.69	95.0	0.11	0.11090 ± 0.72	25.900 ± 1.46	0.1694 ± 1.27	0.869	0.0469 ± 1.58	1009 ± 12	1814 ± 13	44.4	2300 ± 13	not used
a.6-6	363	191	0.54	165.2	0.01	0.19754 ± 0.38	144.379 ± 1.39	0.5301 ± 1.33	0.961	0.1321 ± 1.49	2742 ± 30	2806 ± 6	2.3	2813 ± 6	2823 ± 10
a.7-1	330	137	0.43	148.7	0.01	0.18149 ± 0.95	131.367 ± 1.67	0.5250 ± 1.37	0.822	0.1359 ± 2.10	2720 ± 30	2667 ± 16	-2.0	2660 ± 16	2648 ± 11

Amostra 6668, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, grãos de zircão detrítico

Ponto	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	^{4f} ²⁰⁶ (%)	Razões isotópicas				Idades (Ma)				Idades (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
d.1-1	59	32	0.56	25.7	0.27	0.18444 ± 1.29	129.630 ± 2.37	0.5097 ± 1.98	0.837	0.1278 ± 3.99	2656 ± 43	2693 ± 21	1.4	2698 ± 21	2682 ± 8
d.1-2	279	120	0.45	113.3	-0.01	0.17651 ± 0.54	115.176 ± 1.41	0.4733 ± 1.31	0.924	0.1228 ± 1.64	2498 ± 27	2620 ± 9	4.7	2637 ± 9	2648 ± 11
d.1-3	422	49	0.12	114.3	0.10	0.12594 ± 0.67	54.663 ± 1.41	0.3148 ± 1.24	0.879	0.0837 ± 3.47	1764 ± 19	2042 ± 12	13.6	2110 ± 12	2118 ± 6
d.1-4	311	180	0.60	76.8	0.05	0.12738 ± 0.82	50.462 ± 1.94	0.2873 ± 1.76	0.906	0.0835 ± 2.14	1628 ± 25	2062 ± 14	21.0	2180 ± 14	2172 ± 9
d.2-1	199	125	0.65	86.4	0.02	0.17964 ± 0.55	125.416 ± 1.39	0.5064 ± 1.28	0.919	0.1350 ± 1.55	2641 ± 28	2650 ± 9	0.3	2651 ± 9	2648 ± 11
d.2-2	192	71	0.38	96.2	0.00	0.22312 ± 0.48	179.523 ± 1.38	0.5836 ± 1.29	0.938	0.1516 ± 1.63	2963 ± 31	3003 ± 8	1.3	3007 ± 8	3003 ± 8
d.2-3	97	117	1.24	31.6	0.10	0.13114 ± 1.11	68.267 ± 1.85	0.3776 ± 1.48	0.800	0.1040 ± 1.87	2065 ± 26	2113 ± 19	2.3	2123 ± 19	2118 ± 6
d.2-4	142	104	0.76	45.2	0.08	0.13056 ± 0.95	66.655 ± 1.67	0.3703 ± 1.37	0.821	0.1005 ± 1.72	2031 ± 24	2106 ± 17	3.6	2121 ± 17	2118 ± 6
d.2-5	165	85	0.53	39.8	0.13	0.18352 ± 0.81	70.952 ± 1.56	0.2804 ± 1.33	0.854	0.1109 ± 1.79	1593 ± 19	2685 ± 13	40.7	2931 ± 13	2939 ± 19
d.3-1	334	160	0.50	100.0	0.04	0.18551 ± 0.45	89.214 ± 1.30	0.3488 ± 1.22	0.938	0.1098 ± 1.47	1929 ± 20	2703 ± 7	28.6	2839 ± 7	2823 ± 10
d.3-2	181	160	0.92	59.6	0.01	0.12671 ± 0.93	67.050 ± 1.66	0.3838 ± 1.37	0.829	0.1044 ± 1.60	2094 ± 25	2053 ± 16	-2.0	2045 ± 16	2053 ± 10
d.3-3	343	329	0.99	91.1	0.21	0.12652 ± 0.71	53.788 ± 1.37	0.3083 ± 1.18	0.857	0.0771 ± 1.47	1733 ± 18	2050 ± 12	15.5	2130 ± 12	2118 ± 6
d.3-4	104	70	0.69	35.7	0.16	0.13198 ± 0.93	72.852 ± 1.72	0.4003 ± 1.44	0.839	0.1106 ± 1.91	2171 ± 27	2124 ± 16	-2.2	2116 ± 16	2118 ± 6
d.4-1	279	136	0.50	133.7	-0.01	0.20252 ± 0.40	156.034 ± 1.27	0.5588 ± 1.21	0.949	0.1460 ± 1.41	2862 ± 28	2847 ± 7	-0.5	2845 ± 7	2853 ± 6
d.4-2	526	77	0.15	112.9	0.22	0.11991 ± 0.64	41.232 ± 1.49	0.2494 ± 1.34	0.902	0.0624 ± 4.13	1435 ± 17	1955 ± 11	26.6	2128 ± 11	2118 ± 6
d.5-1	218	92	0.44	74.7	0.02	0.13188 ± 0.47	72.454 ± 1.23	0.3985 ± 1.14	0.924	0.1109 ± 1.40	2162 ± 21	2123 ± 8	-1.8	2116 ± 8	2118 ± 6
d.5-2	251	162	0.66	118.6	0.00	0.18465 ± 0.32	139.948 ± 1.16	0.5497 ± 1.12	0.962	0.1496 ± 1.22	2824 ± 26	2695 ± 5	-4.8	2681 ± 5	2682 ± 8
d.5-3	99	56	0.58	35.3	-0.01	0.13731 ± 0.71	78.479 ± 1.45	0.4145 ± 1.26	0.871	0.1139 ± 1.71	2236 ± 24	2194 ± 12	-1.9	2186 ± 12	2202 ± 8
d.6-1	308	257	0.86	98.7	-0.03	0.12789 ± 0.41	65.845 ± 1.21	0.3734 ± 1.14	0.941	0.1043 ± 1.25	2045 ± 20	2069 ± 7	1.2	2074 ± 7	2083 ± 5
d.6-2	72	38	0.55	24.6	-0.07	0.13957 ± 0.80	76.045 ± 1.58	0.3952 ± 1.36	0.861	0.1092 ± 1.88	2147 ± 25	2222 ± 14	3.4	2235 ± 14	2202 ± 8
d.6-3	142	78	0.57	62.6	0.01	0.18056 ± 0.45	127.623 ± 1.28	0.5126 ± 1.20	0.937	0.1364 ± 1.42	2668 ± 26	2658 ± 7	-0.4	2657 ± 7	2648 ± 11
d.7-1	176	76	0.45	79.8	0.02	0.18589 ± 0.38	135.590 ± 1.27	0.5290 ± 1.21	0.955	0.1389 ± 1.42	2737 ± 27	2706 ± 6	-1.1	2703 ± 6	2712 ± 19
d.7-2	316	242	0.79	105.9	0.00	0.12934 ± 0.38	69.626 ± 1.17	0.3904 ± 1.11	0.947	0.1063 ± 1.21	2125 ± 20	2089 ± 7	-1.7	2082 ± 7	2083 ± 5
d.7-3	232	76	0.34	76.9	-0.03	0.13349 ± 0.56	70.913 ± 1.31	0.3853 ± 1.19	0.904	0.1062 ± 1.70	2101 ± 21	2144 ± 10	2.0	2153 ± 10	2172 ± 9
d.8-1	281	8	0.03	106.3	-0.04	0.16035 ± 0.56	97.299 ± 1.39	0.4401 ± 1.27	0.914	0.1315 ± 9.31	2351 ± 25	2459 ± 10	4.4	2476 ± 10	2459 ± 10
d.8-2	267	125	0.48	86.9	0.02	0.12589 ± 0.44	65.662 ± 1.24	0.3783 ± 1.16	0.936	0.1024 ± 1.36	2068 ± 21	2041 ± 8	-1.3	2036 ± 8	2053 ± 10
d.8-3	173	90	0.54	76.8	0.05	0.18354 ± 0.40	130.524 ± 1.24	0.5158 ± 1.17	0.946	0.1350 ± 1.40	2681 ± 26	2685 ± 7	0.1	2686 ± 7	2682 ± 8
d.9-1	309	72	0.24	165.2	0.01	0.24607 ± 0.38	210.855 ± 1.38	0.6215 ± 1.32	0.961	0.1556 ± 1.75	3116 ± 33	3160 ± 6	1.4	3164 ± 6	3160 ± 6
d.9-2	195	43	0.23	73.9	0.05	0.16180 ± 0.67	98.641 ± 1.52	0.4422 ± 1.37	0.898	0.1194 ± 2.11	2360 ± 27	2475 ± 11	4.6	2492 ± 11	2475 ± 11
d.10-1	334	198	0.61	102.1	0.04	0.12834 ± 0.67	62.915 ± 1.44	0.3556 ± 1.28	0.885	0.0954 ± 1.90	1961 ± 22	2075 ± 12	5.5	2100 ± 12	2083 ± 5
d.10-2	242	90	0.38	83.2	0.00	0.13739 ± 0.65	75.723 ± 1.46	0.3997 ± 1.31	0.895	0.1053 ± 1.77	2168 ± 24	2195 ± 11	1.2	2199 ± 11	2202 ± 8

Amostra Bebeto1, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, grãos de zircão detrítico

Ponto						Razões isotópicas					Idades (Ma)			Idades (Ma)	
	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	^{4f} ²⁰⁶ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
a.2-1	265	103	0.40	85.0	0.07	0.13475 ± 0.85	69.359 ± 1.42	0.3733 ± 1.13	0.801	0.1047 ± 1.89	2045 ± 20	2161 ± 15	5.4	2184 ± 15	2172 ± 9
a.2-2	185	199	1.11	43.6	0.00	0.10492 ± 1.18	39.548 ± 1.76	0.2734 ± 1.31	0.742	0.0797 ± 1.75	1558 ± 18	1713 ± 22	9.0	1764 ± 22	1713 ± 22
a.3-1	55	17	0.31	18.3	0.00	0.12995 ± 2.37	69.863 ± 3.09	0.3899 ± 1.98	0.641	0.1079 ± 3.81	2122 ± 36	2097 ± 42	-1.2	2092 ± 42	2083 ± 5
a.3-2	36	51	1.44	17.2	0.00	0.21922 ± 1.53	166.234 ± 2.85	0.5500 ± 2.41	0.845	0.0836 ± 3.30	2825 ± 55	2975 ± 25	5.0	2990 ± 25	2975 ± 25
a.3-3	69	63	0.93	17.5	0.00	0.10846 ± 1.81	43.868 ± 2.78	0.2934 ± 2.11	0.759	0.0819 ± 2.89	1658 ± 31	1774 ± 33	6.5	1808 ± 33	1769 ± 21
a.4-1	222	95	0.44	92.2	0.07	0.19203 ± 0.71	127.998 ± 1.91	0.4834 ± 1.77	0.929	0.1201 ± 2.28	2542 ± 37	2760 ± 12	7.9	2787 ± 12	2772 ± 16
a.4-2	46	37	0.83	11.6	0.00	0.10386 ± 2.41	42.622 ± 3.36	0.2976 ± 2.34	0.697	0.0808 ± 3.59	1680 ± 35	1694 ± 44	0.9	1699 ± 44	1685 ± 6
a.4-3	99	77	0.80	25.9	0.00	0.10325 ± 1.63	43.228 ± 2.34	0.3036 ± 1.68	0.718	0.0812 ± 2.76	1709 ± 25	1683 ± 30	-1.5	1676 ± 30	1685 ± 6
a.6-1	54	24	0.46	17.0	0.00	0.13809 ± 1.77	69.601 ± 2.97	0.3656 ± 2.38	0.802	0.1037 ± 3.69	2008 ± 41	2203 ± 31	8.8	2242 ± 31	2202 ± 8
a.6-2	78	44	0.59	24.8	0.55	0.13095 ± 1.62	66.813 ± 2.41	0.3701 ± 1.79	0.742	0.0953 ± 2.94	2030 ± 31	2111 ± 28	3.8	2127 ± 28	2118 ± 6
a.6-3	61	43	0.72	21.1	0.46	0.12766 ± 2.26	70.297 ± 3.01	0.3994 ± 1.99	0.660	0.1045 ± 3.92	2166 ± 37	2066 ± 40	-4.9	2047 ± 40	2053 ± 10
a.7-1	90	39	0.45	31.0	0.22	0.13253 ± 1.42	72.914 ± 2.40	0.3990 ± 1.94	0.808	0.1004 ± 4.20	2165 ± 36	2132 ± 25	-1.5	2126 ± 25	2118 ± 6
a.7-2	124	103	0.86	31.7	0.00	0.10617 ± 1.43	43.423 ± 2.21	0.2966 ± 1.68	0.761	0.0853 ± 2.31	1675 ± 25	1735 ± 26	3.5	1752 ± 26	1685 ± 6
a.7-3	99	85	0.89	49.7	0.00	0.21561 ± 0.90	173.841 ± 1.80	0.5848 ± 1.55	0.865	0.1546 ± 2.02	2968 ± 37	2948 ± 15	-0.7	2946 ± 15	2939 ± 19
a.8-1	40	18	0.47	18.7	0.00	0.20709 ± 1.51	156.752 ± 3.02	0.5490 ± 2.61	0.866	0.1433 ± 3.82	2821 ± 60	2883 ± 24	2.2	2890 ± 24	2872 ± 6
a.8-2	49	65	1.35	12.9	0.19	0.10542 ± 2.45	44.093 ± 3.34	0.3034 ± 2.27	0.680	0.0856 ± 3.15	1708 ± 34	1722 ± 45	0.8	1725 ± 45	1685 ± 6
a.8-3	61	19	0.32	20.0	-0.02	0.12969 ± 1.68	68.082 ± 2.55	0.3807 ± 1.93	0.755	0.1026 ± 3.71	2080 ± 34	2094 ± 29	0.7	2097 ± 29	2083 ± 5
a.9-1	40	42	1.10	17.2	0.46	0.17833 ± 2.22	123.569 ± 3.37	0.5026 ± 2.54	0.753	0.1260 ± 4.00	2625 ± 55	2637 ± 37	0.5	2639 ± 37	2648 ± 11
a.9-2	114	39	0.35	37.0	0.04	0.13745 ± 1.33	71.577 ± 2.05	0.3777 ± 1.56	0.761	0.1074 ± 3.10	2065 ± 28	2195 ± 23	5.9	2220 ± 23	2202 ± 8
a.9-3	141	38	0.28	63.3	0.10	0.18868 ± 0.86	135.434 ± 1.76	0.5206 ± 1.54	0.874	0.1318 ± 3.14	2702 ± 34	2731 ± 14	1.1	2734 ± 14	2712 ± 19
a.9-4	310	71	0.24	101.1	0.04	0.13409 ± 0.97	70.024 ± 1.46	0.3788 ± 1.09	0.747	0.1039 ± 2.12	2070 ± 19	2152 ± 17	3.8	2168 ± 17	2172 ± 9
a.10-1	30	23	0.80	7.4	0.33	0.10535 ± 3.34	42.372 ± 4.37	0.2917 ± 2.82	0.645	0.0797 ± 5.14	1650 ± 41	1720 ± 61	4.1	1742 ± 61	1685 ± 6
a.10-2	149	99	0.68	37.1	0.00	0.10447 ± 1.29	41.740 ± 1.91	0.2898 ± 1.40	0.734	0.0811 ± 2.12	1640 ± 20	1705 ± 24	3.8	1725 ± 24	1685 ± 6
a.10-3	237	222	0.97	79.5	0.18	0.18952 ± 0.85	101.937 ± 1.45	0.3901 ± 1.18	0.811	0.0482 ± 5.18	2123 ± 21	2738 ± 14	22.5	2833 ± 14	2818 ± 10
a.11-1	127	55	0.45	42.4	0.00	0.13557 ± 1.13	72.649 ± 1.83	0.3887 ± 1.44	0.786	0.1057 ± 2.34	2117 ± 26	2171 ± 20	2.5	2182 ± 20	2172 ± 9
a.11-2	99	60	0.62	30.4	-0.01	0.13009 ± 1.32	63.976 ± 2.12	0.3567 ± 1.66	0.781	0.0969 ± 2.48	1966 ± 28	2099 ± 23	6.3	2127 ± 23	2118 ± 6
a.11-3	136	80	0.60	40.4	0.03	0.13221 ± 1.34	62.768 ± 1.96	0.3443 ± 1.43	0.730	0.0929 ± 2.18	1907 ± 24	2128 ± 23	10.3	2175 ± 23	2172 ± 9
a.12-1	57	25	0.46	20.0	0.00	0.13738 ± 1.67	77.629 ± 2.57	0.4098 ± 1.95	0.761	0.1129 ± 3.32	2214 ± 37	2194 ± 29	-0.9	2191 ± 29	2202 ± 8
a.12-2	180	174	1.00	79.3	0.11	0.18612 ± 0.81	131.288 ± 1.62	0.5116 ± 1.40	0.864	0.1350 ± 1.78	2663 ± 30	2708 ± 13	1.7	2714 ± 13	2712 ± 19
a.12-3	75	37	0.51	24.6	0.59	0.12712 ± 2.32	66.973 ± 2.93	0.3821 ± 1.79	0.611	0.1010 ± 5.10	2086 ± 32	2059 ± 41	-1.3	2053 ± 41	2053 ± 10
a.13-1	83	72	0.90	23.6	0.47	0.12533 ± 2.34	57.097 ± 2.92	0.3304 ± 1.75	0.598	0.0454 ± 5.39	1840 ± 28	2033 ± 41	9.5	2078 ± 41	2053 ± 10
a.13-2	323	103	0.33	128.8	0.00	0.19945 ± 0.58	127.503 ± 1.20	0.4636 ± 1.05	0.876	0.1236 ± 1.62	2456 ± 21	2822 ± 9	13.0	2868 ± 9	2853 ± 6
a.13-3	65	36	0.57	19.4	0.36	0.13196 ± 2.24	62.597 ± 2.93	0.3440 ± 1.90	0.647	0.0844 ± 4.74	1906 ± 31	2124 ± 39	10.3	2171 ± 39	2171 ± 8

Amostra JC176, quartzito e filito, Formação Meloso, Grupo Serra da Serpentina, grãos de zircão detrítico

Ponto	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	⁴¹ 206 (%)	Razões isotópicas				Idades (Ma)				Idades (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
b.1-1	158	50	0.33	72.0	0.00	0.19275 ± 0.50	140.917 ± 1.49	0.5302 ± 1.40	0.941	0.1262 ± 5.59	2742 ± 31	2766 ± 8	0.8	2768 ± 6	2768 ± 6
b.2-1	69	48	0.720	31.2	0.08	0.19227 ± 0.84	140.425 ± 1.77	0.5297 ± 1.56	0.880	0.1356 ± 2.09	2740 ± 35	2762 ± 14	0.8	2764 ± 6	2768 ± 6
b.2-2	130	174	1.387	56.3	0.20	0.19166 ± 0.81	133.114 ± 1.65	0.5037 ± 1.44	0.871	0.0838 ± 1.92	2630 ± 31	2756 ± 13	4.6	2772 ± 6	2768 ± 6
b.3-1	127	120	0.978	53.2	0.04	0.20207 ± 0.58	135.878 ± 1.42	0.4877 ± 1.30	0.913	0.0887 ± 1.72	2561 ± 27	2843 ± 9	9.9	2877 ± 8	2884 ± 8
b.4-1	67	60	0.920	30.6	0.04	0.19269 ± 0.82	141.275 ± 1.73	0.5317 ± 1.52	0.879	0.1422 ± 1.95	2749 ± 34	2765 ± 14	0.6	2767 ± 6	2768 ± 6
b.5-1	80	75	0.976	29.9	0.23	0.19403 ± 1.04	116.446 ± 1.86	0.4353 ± 1.54	0.827	0.0567 ± 3.11	2329 ± 30	2777 ± 17	16.1	2838 ± 16	2837 ± 16
b.6-1	142	185	1.346	44.9	0.25	0.19358 ± 0.67	98.180 ± 1.51	0.3678 ± 1.35	0.896	0.0479 ± 1.98	2019 ± 23	2773 ± 11	27.2	2896 ± 8	2884 ± 8
b.7-1	317	313	1.021	61.3	0.74	0.17551 ± 0.83	54.131 ± 1.46	0.2237 ± 1.20	0.821	0.0488 ± 1.94	1301 ± 14	2611 ± 14	50.2	3008 ± 29	3008 ± 29
e.1-1	60	1	0.011	31.0	0.08	0.24023 ± 0.81	199.892 ± 1.74	0.6035 ± 1.54	0.886	n.a. ± n.a.	3044 ± 37	3121 ± 13	2.5	2272 ± 35	2272 ± 35
e.1-1	243	39	0.167	77.4	0.17	0.22658 ± 0.48	115.480 ± 1.38	0.3696 ± 1.29	0.938	0.0952 ± 3.88	2028 ± 22	3028 ± 8	33.0	2129 ± 9	3133 ± 9
e.1-3	140	82	0.606	63.7	-0.03	0.18532 ± 0.53	135.393 ± 1.39	0.5299 ± 1.28	0.924	0.1421 ± 1.56	2741 ± 29	2701 ± 9	-1.5	3178 ± 21	3178 ± 21
e.1-4	301	253	0.867	91.1	0.39	0.17290 ± 0.55	83.634 ± 1.29	0.3508 ± 1.16	0.905	0.0913 ± 1.50	1939 ± 19	2586 ± 9	25.0	2696 ± 5	2705 ± 5
e.2-1	223	202	0.936	114.7	0.02	0.26455 ± 0.34	218.052 ± 1.24	0.5978 ± 1.19	0.962	0.1596 ± 1.42	3021 ± 29	3274 ± 5	7.7	2704 ± 5	2705 ± 5
e.2-2	51	1	0.025	27.7	0.09	0.23447 ± 0.75	205.414 ± 1.83	0.6354 ± 1.67	0.911	0.0263 ± 19.3	3171 ± 42	3083 ± 12	-2.9	3296 ± 9	3330 ± 9
e.2-3	180	116	0.663	76.1	0.04	0.18362 ± 0.50	124.569 ± 1.33	0.4920 ± 1.23	0.927	0.1301 ± 3.88	2580 ± 26	2686 ± 8	4.0	3075 ± 13	3075 ± 13
e.3-1	279	157	0.582	107.7	0.16	0.18178 ± 0.44	112.301 ± 1.25	0.4481 ± 1.17	0.936	0.1152 ± 1.62	2387 ± 23	2669 ± 7	10.6	2699 ± 5	2706 ± 5
e.3-2	205	129	0.651	88.7	0.03	0.18548 ± 0.46	128.691 ± 1.30	0.5032 ± 1.22	0.936	0.1356 ± 1.71	2628 ± 26	2703 ± 8	2.8	2708 ± 5	2706 ± 5
e.4-1	83	38	0.467	42.7	-0.02	0.21768 ± 0.62	178.754 ± 1.56	0.5956 ± 1.43	0.917	0.1582 ± 1.87	3012 ± 34	2964 ± 10	-1.6	2712 ± 5	2706 ± 5
e.4-2	257	158	0.637	100.3	0.13	0.18031 ± 0.44	112.763 ± 1.32	0.4536 ± 1.24	0.942	0.1205 ± 2.36	2411 ± 25	2656 ± 7	9.2	2959 ± 9	2982 ± 9
e.4-3	72	56	0.80	31.3	0.00	0.18539 ± 0.80	128.890 ± 1.78	0.5042 ± 1.60	0.895	0.1394 ± 1.95	2632 ± 35	2702 ± 13	2.6	2689 ± 9	2689 ± 9
e.5-1	77	38	0.504	34.3	0.10	0.18578 ± 0.71	132.165 ± 1.58	0.5160 ± 1.41	0.893	0.1397 ± 2.01	2682 ± 31	2705 ± 12	0.9	2710 ± 5	2705 ± 5
e.5-2	256	45	0.180	121.4	0.02	0.22102 ± 0.47	168.178 ± 1.33	0.5519 ± 1.24	0.934	0.1503 ± 3.22	2833 ± 28	2988 ± 8	5.2	2708 ± 5	2705 ± 5
e.6-1	123	74	0.63	52.1	0.12	0.19944 ± 0.68	135.774 ± 1.16	0.4938 ± 0.94	0.813	0.1257 ± 1.70	2587 ± 20	2822 ± 11	8.3	3004 ± 9	2982 ± 9
e.6-2	345	30	0.09	103.1	0.44	0.22476 ± 0.59	107.245 ± 0.88	0.3461 ± 0.66	0.742	0.1115 ± 7.88	1916 ± 11	3015 ± 10	36.5	2850 ± 16	2837 ± 16
e.6-3	129	128	1.02	76.4	0.00	0.27101 ± 0.63	257.395 ± 1.57	0.6888 ± 1.44	0.916	0.1797 ± 1.78	3378 ± 38	3312 ± 10	-2.0	3193 ± 24	Não usado
e.6-4	36	24	0.68	14.7	0.00	0.25665 ± 1.07	168.585 ± 2.27	0.4764 ± 2.00	0.881	0.1418 ± 2.64	2512 ± 42	3226 ± 17	22.2	3307 ± 9	3330 ± 9
e.6-5	173	138	0.83	54.7	0.09	0.12229 ± 0.93	62.120 ± 1.21	0.3684 ± 0.78	0.644	0.1039 ± 1.40	2022 ± 14	1990 ± 16	-1.6	3305 ± 9	3330 ± 9
e.7-1	48	27	0.586	23.1	-0.06	0.20556 ± 1.02	158.889 ± 2.13	0.5606 ± 1.87	0.877	0.1514 ± 2.71	2869 ± 43	2871 ± 17	0.1	1983 ± 16	1983 ± 16
e.8-1	64	0	0.01	34.7	0.13	0.23185 ± 0.73	201.902 ± 1.29	0.6316 ± 1.07	0.827	-0.1487 ± 53.0	3156 ± 27	3065 ± 12	-3.0	2871 ± 8	2884 ± 8
e.9-1	156	90	0.599	75.8	0.01	0.21941 ± 0.53	171.179 ± 1.60	0.5658 ± 1.52	0.944	0.1527 ± 1.76	2891 ± 35	2976 ± 9	2.9	3057 ± 13	3057 ± 13
e.9-2	282	60	0.220	95.0	0.12	0.19527 ± 0.51	105.532 ± 1.43	0.3920 ± 1.33	0.934	0.1110 ± 2.28	2132 ± 24	2787 ± 8	23.5	2985 ± 9	2982 ± 9
e.9-3	149	75	0.523	83.6	0.01	0.26925 ± 0.49	243.101 ± 1.53	0.6548 ± 1.45	0.946	0.1750 ± 1.73	3247 ± 37	3302 ± 8	1.7	2887 ± 8	2884 ± 8
e.9-4	267	61	0.234	97.2	0.11	0.18260 ± 0.52	106.509 ± 1.45	0.4230 ± 1.35	0.934	0.1164 ± 5.96	2274 ± 26	2677 ± 9	15.0	3306 ± 9	3330 ± 9
e.9-5	101	155	1.586	49.0	-0.07	0.20738 ± 0.71	161.511 ± 1.83	0.5648 ± 1.69	0.923	0.1630 ± 3.71	2887 ± 39	2885 ± 11	0.0	2735 ± 13	2735 ± 13
e.10-1	236	150	0.656	87.4	0.08	0.17951 ± 0.46	106.450 ± 1.28	0.4301 ± 1.20	0.933	0.1179 ± 1.42	2306 ± 23	2648 ± 8	12.9	2885 ± 8	2884 ± 8
e.10-2	125	59	0.489	59.6	0.04	0.22231 ± 0.60	170.285 ± 1.60	0.5555 ± 1.48	0.927	0.1534 ± 1.87	2848 ± 34	2998 ± 10	5.0	2698 ± 5	2705 ± 5
e.10-3	71	77	1.120	39.9	0.06	0.27563 ± 1.84	249.565 ± 2.51	0.6567 ± 1.71	0.681	0.1770 ± 2.00	3254 ± 44	3338 ± 29	2.5	3013 ± 9	2982 ± 9
e.11-1	104	51	0.505	46.9	0.00	0.18726 ± 0.72	135.632 ± 1.79	0.5253 ± 1.64	0.917	0.1474 ± 2.41	2722 ± 37	2718 ± 12	-0.1	3345 ± 9	3330 ± 9
e.11-2	142	133	0.967	54.3	0.41	0.21755 ± 1.09	133.264 ± 1.90	0.4443 ± 1.56	0.821	0.1133 ± 7.25	2370 ± 31	2963 ± 17	20.0	2718 ± 5	2706 ± 5
e.12-1	227	238	1.09	75.9	0.66	0.17761 ± 0.92	94.932 ± 1.22	0.3877 ± 0.80	0.654	0.0568 ± 2.34	2112 ± 14	2631 ± 15	19.7	3038 ± 9	2982 ± 9
e.17-2	236	196	0.86	110.3	0.00	0.19920 ± 0.89	149.190 ± 1.61	0.5432 ± 1.34	0.833	0.1434 ± 1.67	2797 ± 30	2820 ± 15	0.8	2714 ± 5	2705 ± 5
e.17-3	277	144	0.54	136.6	0.00	0.20339 ± 0.38	161.225 ± 1.37	0.5749 ± 1.32	0.961	0.1541 ± 1.47	2928 ± 31	2854 ± 6	-2.6	2822 ± 16	2837 ± 16
5d.1-1	268	134	0.52	51.7	0.68	0.12332 ± 1.53	37.921 ± 2.09	0.2230 ± 1.43	0.683	0.0672 ± 4.14	1298 ± 17	2005 ± 27	35.3	2846 ± 7	2846 ± 7

Amostra Bebeto2, quartzito, Formação Meloso, Grupo Serra da Serpentina, grãos de zircão detrítico

Ponto	U ppm	Th ppm	Th U	²⁰⁶ Pb ppm	^{4f} 206 (%)	Razões isotópicas				Idades (Ma)				Idades (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ²
d.1-1	169	168	1.03	81.9	0.22	0.20729 ± 0.78	160.741 ± 1.46	0.5624 ± 1.24	0.848	0.1412 ± 1.73	2876 ± 29	2885 ± 13	0.3	2885 ± 8	2884 ± 8
d.1-2	136	121	0.92	64.9	0.01	0.22287 ± 0.75	170.309 ± 1.54	0.5542 ± 1.35	0.873	0.1430 ± 1.75	2843 ± 31	3002 ± 12	5.3	2706 ± 5	2705 ± 5
d.1-3	76	112	1.51	33.7	0.00	0.18544 ± 1.06	131.237 ± 2.56	0.5133 ± 2.33	0.911	0.1351 ± 2.62	2671 ± 51	2702 ± 17	1.2	3018 ± 9	2982 ± 9
d.1-4	34	25	0.76	16.0	0.00	0.19993 ± 1.51	149.869 ± 2.78	0.5437 ± 2.34	0.840	0.1394 ± 3.27	2799 ± 53	2826 ± 25	0.9	2829 ± 16	2837 ± 16
d.2-1	46	42	0.95	26.6	0.10	0.26788 ± 1.05	250.214 ± 2.24	0.6774 ± 1.98	0.884	0.1766 ± 2.57	3334 ± 52	3294 ± 16	-1.2	3290 ± 9	3330 ± 9
d.2-2	84	56	0.69	39.0	0.00	0.21947 ± 0.89	163.886 ± 1.75	0.5416 ± 1.50	0.860	0.1142 ± 2.17	2790 ± 34	2977 ± 14	6.3	2996 ± 9	2982 ± 9
d.3-1	119	33	0.28	69.8	0.03	0.26544 ± 0.71	249.983 ± 1.70	0.6830 ± 1.54	0.909	0.1759 ± 2.83	3356 ± 40	3279 ± 11	-2.3	3273 ± 9	3330 ± 9
d.4-1	228	343	1.56	77.1	0.76	0.22408 ± 0.93	120.629 ± 1.46	0.3904 ± 1.13	0.774	0.0561 ± 2.30	2125 ± 20	3010 ± 15	29.4	3137 ± 9	3133 ± 9
d.5-1	258	216	0.86	92.2	0.04	0.16773 ± 0.70	96.076 ± 1.53	0.4154 ± 1.37	0.890	0.1135 ± 1.65	2240 ± 26	2535 ± 12	11.7	2581 ± 15	2581 ± 15
d.5-2	123	70	0.58	56.3	0.04	0.18614 ± 0.83	136.248 ± 1.76	0.5309 ± 1.55	0.881	0.1409 ± 2.07	2745 ± 35	2708 ± 14	-1.4	2704 ± 5	2705 ± 5
d.6-1	199	181	0.94	84.2	0.18	0.18416 ± 0.79	124.868 ± 1.63	0.4918 ± 1.42	0.873	0.1281 ± 1.85	2578 ± 30	2691 ± 13	4.2	2705 ± 5	2705 ± 5
d.6-2	73	74	1.05	43.5	0.09	0.27009 ± 0.83	257.942 ± 1.93	0.6926 ± 1.74	0.902	0.1756 ± 2.11	3393 ± 46	3307 ± 13	-2.6	3300 ± 9	3330 ± 9
d.6-3	94	69	0.76	41.8	0.31	0.18868 ± 1.15	135.026 ± 2.01	0.5190 ± 1.65	0.822	0.1354 ± 2.76	2695 ± 36	2731 ± 19	1.3	2735 ± 21	2735 ± 21
d.7-1	58	40	0.72	29.5	0.02	0.22148 ± 1.10	180.606 ± 2.20	0.5914 ± 1.90	0.867	0.1531 ± 2.86	2995 ± 46	2991 ± 18	-0.1	2991 ± 9	2982 ± 9
d.7-2	114	56	0.51	49.3	0.00	0.19745 ± 1.22	136.755 ± 1.87	0.5023 ± 1.42	0.757	0.1293 ± 1.94	2624 ± 31	2805 ± 20	6.5	2827 ± 16	2837 ± 16
d.7-3	28	14	0.54	14.1	0.69	0.21119 ± 2.04	169.916 ± 3.33	0.5835 ± 2.64	0.791	0.1287 ± 6.88	2963 ± 63	2915 ± 33	-1.7	2910 ± 36	2910 ± 36
d.7-4	297	172	0.60	93.3	0.90	0.20046 ± 0.95	100.292 ± 1.41	0.3629 ± 1.04	0.739	0.0882 ± 3.08	1996 ± 18	2830 ± 16	29.5	2996 ± 24	2966 ± 24
d.7-5	183	12	0.07	91.5	0.10	0.23988 ± 0.67	192.125 ± 1.55	0.5809 ± 1.40	0.902	0.1332 ± 6.63	2952 ± 33	3119 ± 11	5.4	3135 ± 9	3133 ± 9
d.9-1	215	88	0.42	118.5	0.00	0.25883 ± 0.53	229.346 ± 1.27	0.6426 ± 1.15	0.909	0.1646 ± 1.60	3199 ± 29	3240 ± 8	1.2	3243 ± 9	3242 ± 9
d.10-1	35	42	1.24	18.6	0.78	0.25630 ± 1.59	219.274 ± 2.73	0.6205 ± 2.21	0.812	0.1338 ± 3.85	3112 ± 55	3224 ± 25	3.5	3234 ± 9	3242 ± 9
d.10-2	265	173	0.67	91.4	0.48	0.18006 ± 0.91	99.123 ± 1.42	0.3993 ± 1.09	0.767	0.1115 ± 2.14	2166 ± 20	2653 ± 15	18.4	2729 ± 5	2705 ± 5
d.11-1	108	109	1.04	62.5	0.09	0.27249 ± 0.75	253.960 ± 1.78	0.6760 ± 1.62	0.908	0.1709 ± 1.99	3329 ± 42	3320 ± 12	-0.3	3320 ± 9	3330 ± 9
d.11-2	129	76	0.61	59.6	-0.02	0.18663 ± 0.81	138.447 ± 1.74	0.5380 ± 1.54	0.886	0.1464 ± 1.99	2775 ± 35	2713 ± 13	-2.3	2706 ± 5	2705 ± 5
d.11-3	144	138	0.99	85.2	0.04	0.27034 ± 0.65	256.317 ± 1.65	0.6876 ± 1.52	0.920	0.1720 ± 1.78	3374 ± 40	3308 ± 10	-2.0	3303 ± 9	3330 ± 9
d.11-4	113	124	1.13	59.6	0.00	0.21864 ± 0.79	184.630 ± 1.86	0.6125 ± 1.69	0.905	0.1599 ± 1.97	3080 ± 41	2971 ± 13	-3.7	2960 ± 9	2982 ± 9
d.12-1	191	146	0.79	76.3	0.40	0.20751 ± 0.83	132.440 ± 1.43	0.4629 ± 1.17	0.817	0.1024 ± 2.16	2452 ± 24	2886 ± 13	15.0	2940 ± 16	2940 ± 16
d.13-1	200	147	0.76	85.3	0.21	0.22034 ± 0.72	150.806 ± 1.39	0.4964 ± 1.19	0.858	0.1192 ± 1.86	2598 ± 26	2983 ± 12	12.9	3027 ± 9	2982 ± 9

Discussões e interpretações

Fontes dos grãos de zircões detríticos

Três populações principais de grãos de zircões detríticos foram identificadas nas mostras analisadas: arqueana, orosiriana-riaciana e estateriana. A presença de poucos grãos de zircão de idade sideriana sugere uma escassez de atividade magmática durante este período, o que é uma feição mundial. A mesma escassez de atividade magmática félsica pode ser inferida para o Período Orosiriano porque somente uns poucos grãos de zircão com idade entre 1800 e 2050 Ma foram encontrados.

As fontes para os grãos de zircão estaterianos são, muito provavelmente, os granitos Borrachudos e os metariolitos da Suíte Conceição do Mato Dentro, que afloram persistentemente ao longo de toda a borda leste da Serra do Espinhaço meridional (Figuras III.1.2 e III.3.24).

Os picos de frequência de idades no Orosiriano-Riaciano (Figuras III.3.22, III.3.16, III.3.13 e III.3.9) podem ser relacionados aos eventos de granitogênese ocorridos durante os períodos Riaciano e Orosiriano nos cinturões Mineiro, Mantiqueira e Juiz de Fora (Reis *et al.* 2013; Teixeira *et al.* 2015 – Figura III.3.24). As fontes dos zircões riacianos foram, provavelmente: (a) granitóides riacianos que ocorrem no leste e sul do Quadrilátero Ferrífero, com idade de cristalização de 2210 a 2050 Ma (Silva *et al.* 2002; Valeriano *et al.* 2004); (b) rochas paleoproterozoicas que cristalizaram durante orogenia riaciana (ca. 2.3–1.9 Ga; Teixeira *et al.* 2015) e se derivaram dos Complexos Mantiqueira ou Juiz de Fora (Figura III.3.24) (Noce *et al.* 2007a, b; Teixeira *et al.* 2015).

Os grãos de zircão de idade neoarqueana e mesoarqueana tem provavelmente suas fontes nos terrenos TTG dos complexos Guanhães e Gouveia. Gnaisses TTG do Complexo Guanhães tem idades magmáticas entre 2867 e 2711 Ma (Noce *et al.* 2007a, b). Outra possível fonte para os grãos de zircão neoarqueanos são as intrusões de granitóides potássicos que ocorreram entre 2750 e 2600 Ma na porção sul do Cráton São Francisco (Romano *et al.* 2013).

As idades paleoarqueanas (pico em 3300 Ma - Figura III.3.23) correspondem às rochas crustais mais antigas datadas nos complexos associados ao *greenstone belt* Rio das Velhas localizado 270 km para o SW da área estudada, na porção sul do Cráton São Francisco (Figura III.3.24 - Teixeira *et al.* 1996; Machado *et al.* 1996; Valeriano *et al.* 2004; Hartmann *et al.* 2006). As rochas gnáissicas do Bloco Gavião são outra possível fonte para os grãos de zircão paleoarqueanos. O Bloco Gavião é um segmento crustal do Cráton São Francisco, localizado 540 km a NE, com idades dos seus terrenos TTG variando de 3,4 a 3,2 Ga (Barbosa & Sabaté 2004).

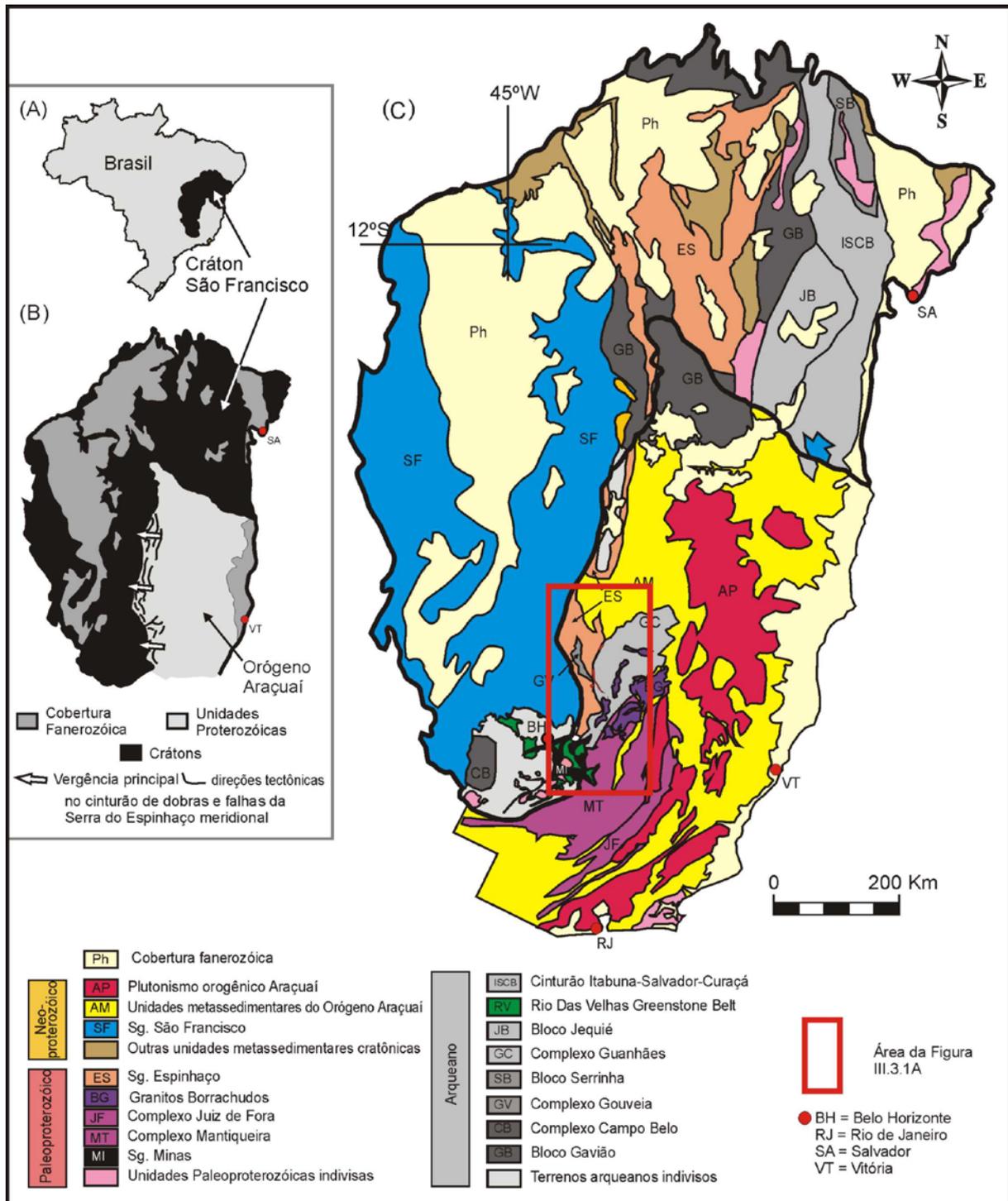


Figura III.3.24: (A) Mapa de localização do Cráton São Francisco. (B) Desenho esquemático do Cráton do São Francisco Craton e do Orógeno Neoproterozoico Araçuaí (de acordo com Almeida 1977; Mantesso-Neto *et al.*; 2004; Alkmim *et al.* 2006). (C) Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e do Cráton São Francisco adjacente, destacando as principais unidades litotectônicas que foram fontes dos grãos de zircão detrítico encontrados nas amostradas datadas. (modificado a partir de Teixeira *et al.* 1996; Silva *et al.* 2002; Souza *et al.* 2003; Mantesso-Neto *et al.* 2004; Barbosa & Sabaté 2004; Noce *et al.* 2007a; Noce *et al.* 2007b; Danderfer *et al.* 2009; Pinto & Silva 2014).

Idade máxima de deposição da Formação Itapanhoacanga.

As amostras 6666,6667, 6668 e Beбето1 foram feitas para se avaliar a idade máxima de deposição da Formação Itapanhoacanga. O mapeamento geológico, o posicionamento estratigráfico, as feições litológicas e sedimentológicas indicam que estas amostras pertencem a uma mesma unidade geológica. Todas elas são amostras de quartzito branco, grosso, portando intercalações de camadas decimétricas de metaconglomerados de grânulos e foram coletadas na base da Formação Itapanhoacanga, próximo ao contato com a formação ferrífera bandada da Formação Serra do Sapo subjacente. Os grãos de zircão são todos detríticos, bem arredondados, o que indica a alta maturidade dos sedimentos originais. Grãos de zircãos metamórficos não foram observados, indicando que as áreas fonte continham pouca ou nenhuma rocha da fácies granulito.

Três populações principais foram identificadas no conjunto de idades de grãos de zircão datados: arqueana, tardi-orosiriana-riaciana e estateriana. Todas as amostras contem estas três populações com exceção da amostra 6668 que tem somente populações arqueana e tardi-orosiriana-riacina. Grãos de zircão estaterianos não foram encontrados na amostra 6668.

Considerando que todas as 4 amostras pertencem a mesma unidade geológica (i.e. a Formação Itapanhoacanga), como indicado pelas evidências de campo, a idade máxima deposicional estabelecida para a Formação Itapanhoacanga é 1666 ± 32 Ma, que é a idade do grão de zircão mais novo encontrado (Tabela III.3.2).

A falta de grãos de zircão estaterianos na amostra 6668 pode ser considerada uma heterogeneidade local dos dados, provavelmente originada de variações locais na exposição das rochas-fonte. Alternativamente, a amostra 6668 poderia ser considerada como pertencente a uma unidade geológica mais velha (Formação Meloso). Entretanto, esta alternativa não tem respaldo nas evidências de campo visto que os resultados do mapeamento geológico (posicionamento estratigráfico, estruturação tectônica e feições litosedimentológicas) indicam que a amostra 6668 pertence a mesma unidade das outras 3 amostras coletadas. O posicionamento estratigráfico da amostra 6668 foi muito bem estabelecido no campo, pois o quartzito amostrado aflora no topo das formações ferríferas da Formação Serra do Sapo e está em contato normal com quartzitos finos, laminados, da Formação Jacém.

Idade máxima de deposição da Formação Meloso

As amostras Beбето2 e JC176 representam quartzitos e filitos da Formação Meloso e foram coletadas próximo a base da Formação Serra do Sapo. Todos os grãos de zircão datados são arqueanos com exceção de um grão de zircão que tem idade orosiriana. Rochas do Paleoarqueano foram importante fonte dos grãos de zircão destas duas amostras, contrastando com as amostras 6666, 6667, 6668 e Beбето1 nas quais nenhum grão de zircão com idade paleoarqueana foi encontrado.

Considerando que o grão de zircão orosiriano encontrado na amostra JC176 representa parte da área fonte (i.e. descartando erros de amostragem, contaminação no laboratório e problemas analíticos), a idade máxima de deposição da Formação Meloso é 1990 ± 16 Ma, que é a idade do grão de zircão mais novo encontrado. Se não for considerado o grãos de zircão orosiriano encontrado, a Formação Meloso teria idade máxima de deposição arqueana: 2656 ± 7 Ma (Tabela III.3.2).

A possibilidade de terem ocorrido erros de amostragem, laboratoriais ou de contaminação foi descartada, visto que foram tomados cuidados extremados na coleta e manipulação da amostra e os resultados analíticos obtidos no grão de zircão orosiriano é concordante (Figura III.3.18). Neste trabalho, a idade máxima de deposição da Formação Meloso foi considerada como 1990 ± 16 Ma, idade do zircão orosiriano mais novo encontrado, mas mais dados geocronológicos se fazem necessários para confirmar esta conclusão.

Correlações estratigráficas

Baseado nos resultados das datações de grãos de zircão detríticos das formações Meloso e Itapanhoacanga e nos resultados dos estudos estratigráficos e sedimentológicos apresentados, algumas correlações estratigráficas podem ser propostas (Figura III.3.25).

A Formação Itapanhoacanga do Grupo São José tem a mesma idade máxima deposição e apresenta o mesmo espectro de distribuição de idades de grãos de zircão detrítico que a Formação São João da Chapada do Supergrupo Espinhaço (Chemale Jr. *et al.* 2012; Santos *et al.* 2013; Guadagmin & Chemale Jr. 2015). O grão de zircão detrítico mais novo encontrado por Santos *et al.* (2013) na Formação São João da Chapada tem idade de cristalização de 1683 ± 11

Ma (U/Pb LA-ICP-MS), e Chemale Jr. *et al.* (2012) obteve a idade de 1704 ± 19 Ma para o grão de zircão mais novo para esta mesma formação do Supergrupo Espinhaço. Ambas as idades encontradas para a Formação São João da Chapada estão dentro da faixa de erro da idade máxima de deposição encontrada para a Formação Itapanhoacanga (1666 ± 32 Ma) neste trabalho.

Silveira-Braga *et al.* (2015) descreve uma estratigrafia similar e apresenta idades U-Pb SHRIMP para grãos de zircão detrítico semelhantes, para uma sequência metassedimentar descrita no Morro Escuro (Figuras I.3.1 e III.1.2 B) indicando que as sequências do Morro Escuro, da Formação Itapanhoacanga e da Formação São João da Chapada podem ser a mesma sequência geológica.

A Formação São João da Chapada e as unidades basais do Grupo Serra de São José compartilham a mesma idade máxima de deposição e também ambiente deposicional de rifte semelhante, com leques aluviais e psamitos fluviais compondo suas sequências basais, que se distribuem em um grabben de mesma direção: N-S a NNW-SSW (Silva 1998, 2011; Martins-Neto 2000; Martins-Neto *et al.* 2001; Santos *et al.* 2013).

Provavelmente, o Rifte Serra de São José e o Rifte Espinhaço representam um mesmo sistema de riftes, com suas unidades basais sendo somente variações faciológica de uma mesma sequência. Em ambas as unidades o espectro de idades de grãos de zircão detrítico (Cawood *et al.* 2012) é dominado por fontes antigas mas também apresentam uma importante contribuição de rochas ígneas sin-sedimentar, como descrito por Dussin (1994) e Chemale Jr. *et al.* (2012) para a Formação São João da Chapada.

Se forem considerados o grão de zircão orosiriano encontrado na amostra JC176, a Formação Meloso pode ter uma correlação crono-estratigráfica com o Grupo Costa Sena (Hoffmann 1983; Chaves *et al.* 2012), com o qual compartilha um ambiente de deposição e idade semelhantes (2049 ± 16 Ma - U/Pb em grãos de zircão de rocha metavulcânica félsica do Grupo Costa Sena - Machado *et al.* 1989).

Baseado em similaridades geoquímicas, as formações ferríferas do Grupo Costa Sena já foram anteriormente correlacionadas com as formações ferríferas do Grupo Serra da Serpentina por Chaves *et al.*, (2012, 2013).

Nesta hipótese, o período de deposição das formações ferríferas do Grupo Serra da Serpentina fica restrito ao período entre 1990 (idade do grão de zircão mais novo da Formação Meloso) e 1666 Ma (idade do grão de zircão mais novo da Formação Itapanhoacanga)

Na hipótese de não serem considerados o grão de zircão de idade orosiriana encontrado na amostra JC176 e, portanto considerando a idade máxima deposicional da Formação Meloso como neoarqueana (2656 Ma), as formações ferríferas da Formação Serra do Sapo podem ter sido depositadas no limite entre o Paleoproterozoico e o Arqueano e poderiam ser cronocorrelatas da Formação Cauê do Supergrupo Minas (Figura III.3.24), que tem idade de 2430 Ma (Babinski *et al.* 1995).

Entretanto, se esta segunda hipótese for verdadeira, o inventário tectono-metamórfico do Grupo Serra da Serpentina deveria incluir feições geradas por orogenias riacianas, mas nenhuma evidência de campo suporta esta afirmativa. Ao longo de toda a área estudada, todas as unidades do Grupo Serra da Serpentina e do Grupo Serra de São José apresentam o mesmo acervo estrutural e cinemático em todas as escalas, não foi observada sequer uma eventual desconformidade angular entre as sequências.

A informação mais importante obtida pelos estudos estratigráficos e confirmada pelos resultados geocronológicos ora apresentados é a de que existem duas sequências distintas portadoras de BIFs na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. O Grupo Serra da Serpentina e o Grupo Serra de São José mostram espectros distintos de idades dos grãos de zircão detrítico. Grãos de idade riaciana compreendem a 45% (n=51 grãos) do total da população de grãos de zircão da Formação Itapanhoacanga (n=113 grãos) e faltam completamente na Formação Meloso. Da mesma forma, rochas arqueanas representam a principal fonte de detritos sedimentares para a Formação Meloso, com uma importante contribuição de fontes do Paleoarqueano. Isto contrasta com o espectro de idades encontrado para a Formação Itapanhoacanga, onde nenhum zircão do Paleoarqueano foi encontrado, reforçando as diferenças entre espectros de idades de grãos de zircão detrítico entre as formações Meloso e Itapanhoacanga.

As distribuições de idades para as formações Meloso e Itapanhoacanga mostram que estas unidades são largamente dominadas por contribuições de fontes antigas e sugerem um ambiente extensional (rifte ou margem passiva) para ambas as formações (Cawood *et al.* 2012). Entretanto, é possível distinguir o ambiente de deposição para cada formação, baseado nas diferenças dos espectros de idade de grãos de zircão detrítico. A Formação Itapanhoacanga mostra uma contribuição maior de rochas magmáticas sinsedimentares, i.e. metariolitos da Suíte Conceição do Mato Dentro, o que sugere uma sedimentação em um ambiente magmaticamente ativo como um rifte. Em contraste, nenhuma atividade magmática sin-sedimentar significativa pode ser associada a deposição da Formação Meloso, indicando um ambiente de margem passiva (Cawood *et al.* 2012). A grande diferença de idade entre o zircão mais novo e a grande maioria

de zircões bem mais antigos também sugere e reforça a deposição da Formação Meloso em um ambiente de margem continental (Cawood *et al.* 2012).

Porção central da Serra do Espinhaço meridional					
Supergrupo	Grupo	Tipo de bacia	Litotipos	Formação	
					Supergrupo
ESPINHAÇO	Conselheiro Mata	Rift-Sag	Metassiltito, Metadolomito	Rio Pardo	
			Quartzito	Corr. Pereira	
			Metapelito; quartzito	Corr. Bandeira	
			Quartzito	Corr. dos Borges	
			Metapelito	Santa Rita	
	Guinda	Rift-Sag	Rift	Quartzito	Galho do Miguel
				Metaconglomerado, quartzito, metapelito, metavulcânica	Sopa-Brumadinho
				Quartzito, metaconglomerado, metavulcânica	São João da Chapada 1683 ± 11 Ma ¹
				Quartzito, metaconglomerado	Bandeirinha 1737 ± 11 Ma ²
	RIO PARAÚNA	Costa Sena ⁵	Marinha raso	Sericita-quartzo xisto, quartzito, filito, formação ferrífera bandada	Barão de Guaicui 2049 ± 16 Ma ³
Xisto verde, metavulcânica, quartzito, filito				Pedro Pereira	

Borda leste da Serra do Espinhaço Meridional				
Formação	Litotipos	Tipo de bacia	Grupo	Supergrupo
Galho do Miguel	Quartzito	Rift-Sag	Serra de São José	ESPINHAÇO
Sopa-Brumadinho	Quartzito, metaconglomerado			
Canjica	Formação ferrífera bandada			
Jacém	Metapelito			
Itapanhoacanga 1666 ± 32 Ma ⁴	Quartzito, metaconglomerado			
Lapão	Metaconglomerado, quartzito	Rift	Serra de São José	RIO PARAÚNA
Serra da Sapo	Formação ferrífera bandada, metadolomito	Marinha profunda	Serra da Serpentina	
Meloso 1990 ± 16 Ma ⁴	Sericita-quartzo xisto, quartzito, filito.			

Figura III.3.25 – (A) Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na porção central da Serra do Espinhaço meridional (modificada de Martins-Neto 2000; Chemale Jr. *et al.* 2012).

(B) Coluna estratigráfica dos grupos Serra da Serpentina e Serra de São José na borda leste da Serra do Espinhaço meridional. Correlações estratigráficas podem ser propostas entre as formações Itapanhoacanga/Lapão e São João da Chapada e entre os grupos Serra da Serpentina e Costa Sena. Veja o texto para discussões. As idades geocronológicas são das seguintes fontes: (1 e 2) Chemale Jr. *et al.* (2012) e Santos *et al.* (2013); (3) Machado *et al.* (1989); e (4) este trabalho. (5) Estratigrafia e litotipos do Grupo Costa Sena de Chaves *et al.* (2012).

III.4 – EVENTO HIDROTHERMAL

Introdução

Zircão é um mineral acessório comum na natureza e é usado para estudos geocronológicos por causa de seu conteúdo de elementos-traço radioativos e por causa de sua grande resistência a processos metamórficos, diagenéticos e intempéricos.

Entretanto, alguns trabalhos têm demonstrado que o zircão pode se recristalizar em ambientes hidrotermais, mesmo em baixas condições de pressão e temperatura, por causa de sua interação com os fluidos (Schaltegger 2007; Harley & Kelly 2007; Tropper *et al.* 2007; Hay *et al.* 2010; Vorhies *et al.* 2013; Franz *et al.* 2014). A facilidade com que o zircão reage, sob condições hidrotermais, depende da quantidade de fluidos envolvendo o grão e da quantidade de danos causada a sua estrutura pelo decaimento dos elementos-traço radioativos presentes na sua rede cristalográfica. Estes elementos-traço radioativos ao se decaírem, emitem radiações que rompem e fraturam a rede cristalina do grão do zircão, gerando fraturamentos e descontinuidades por onde penetra, com mais facilidade, o fluido hidrotermal, facilitando a interação entre fluido e grão e aumentando significativamente a solubilidade do zircão em baixas temperaturas (Ewing *et al.* 2003; Geisler *et al.* 2003; Geisler *et al.* 2007; Hay & Dempster 2009; Hay *et al.* 2010). O processo de danificação da estrutura do zircão por radiações é denominado metamitização.

Durante os trabalhos de datação dos grãos de zircões detrítico e ígneo (Item III.3) foi observado que muitos destes grãos de zircão eram metamíticos (i.e. haviam sofrido um processo de metamitização) e exibiam efeitos de alteração hidrotermal, mostrando zonas de recristalização ao longo de suas bordas, em fraturas e cavidades do interior do grão (Figura III.4.1) e também exibiam sobrecrescimentos hidrotermais de xenotima (Figura III.4.2).

Estes zircões e xenotimas hidrotermais foram datados por U/Pb – SHRIMP e os resultados revelam a atuação de diversos pulsos de um evento hidrotermal que afetou as rochas da zona de dobras e falhas Serra do Espinhaço (Alkmim *et al.* 2006) durante a orogenia Cambriana-Neoproterozoica Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011; Cordani *et al.* 2003; Alkmim *et al.* 2006). Este cinturão tectônico abrange toda a borda leste da Serra do Espinhaço meridional e também a borda leste do Quadrilátero Ferrífero a sul, sendo constituído por um sistema de falhas de empurrão e dobras associadas de direção Norte-Sul e vergência para oeste que delimita a borda oeste do Cráton São Francisco (Figura III.4.3).

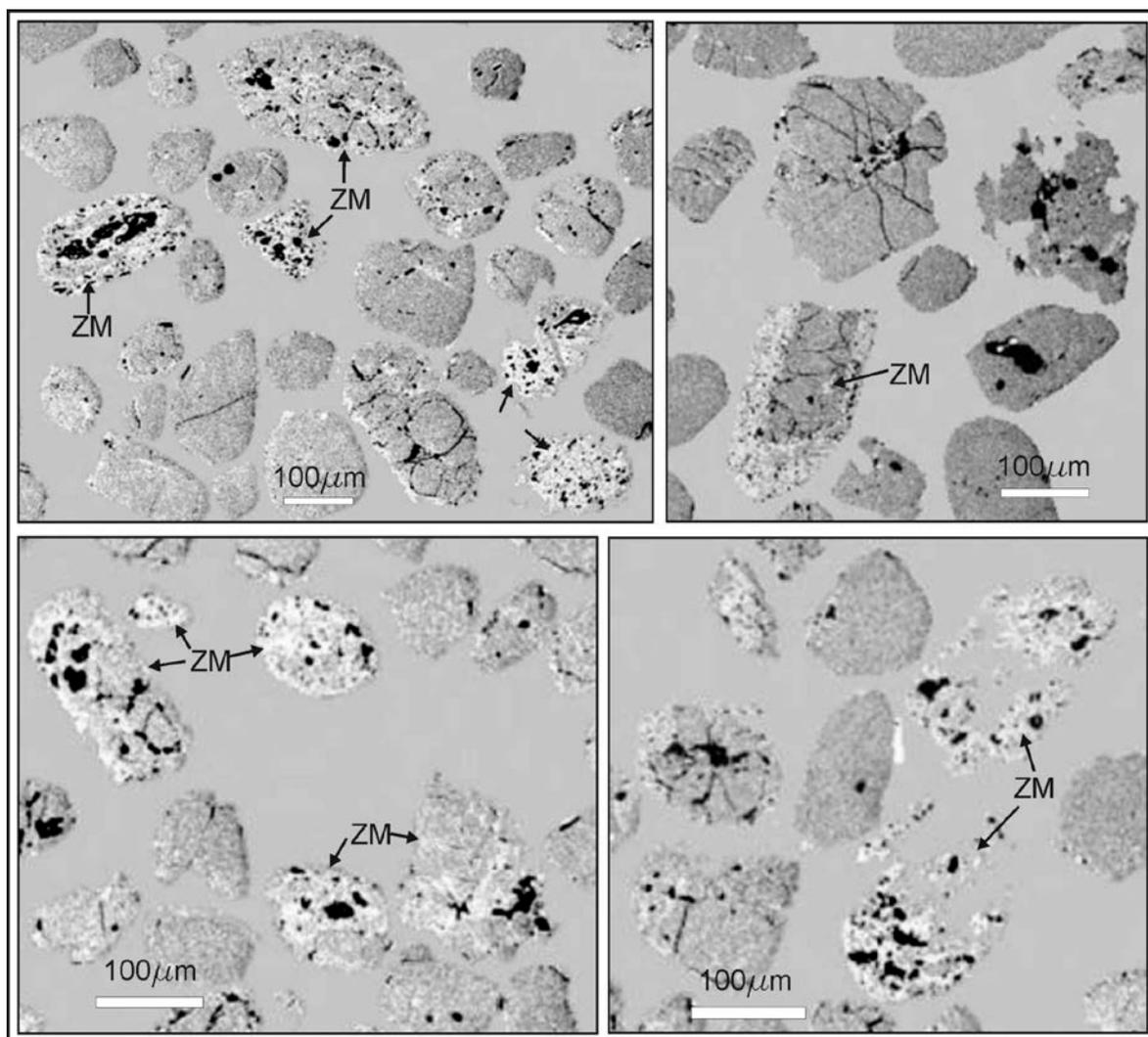


Figura III.4.1 – Imagem BSE de grãos de zircões detrítico da amostra 6666 da Formação Itapanhoacanga. Muitos grãos são metamíticos (ZM) contendo muitas inclusões (áreas negras) e exibem feições de dissolução com cristalização de zircões hidrotermais (áreas em cinza claro).

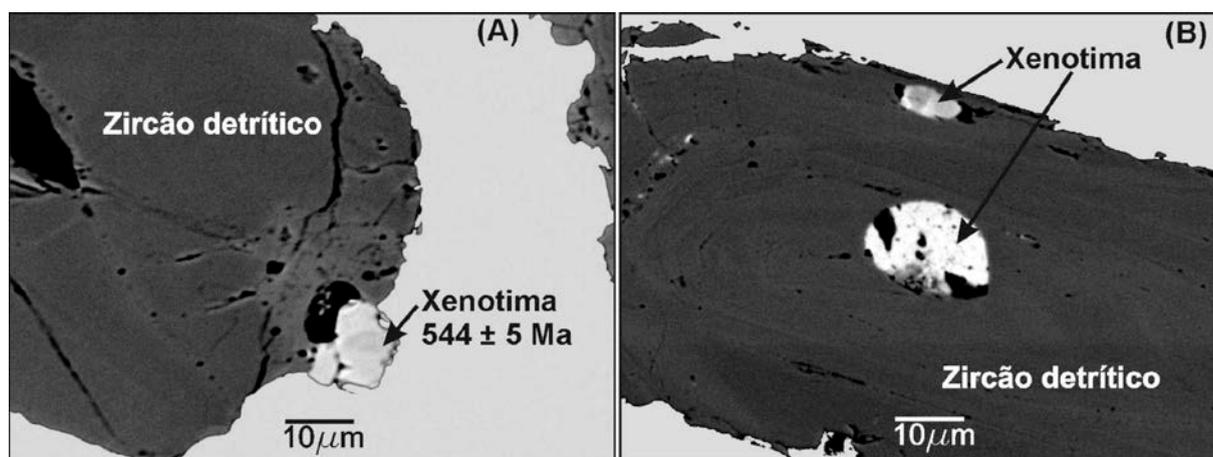


Figura III.4.2 – (A) Grão de zircão detrítico (amostra 6666 – Fm. Itapanhoacanga) com um crescimento de xenotima hidrotermal em sua borda. (B) Grão de zircão ígneo (amostra 6160 – metagranito Jacém) com crescimento de xenotima hidrotermal em cavidades.

Amostragem e procedimentos analíticos

As amostras para a datação de zircão e xenotima hidrotermais (amostras 6666, 6667 e 6160 - Figura III.4.3) são as mesmas usadas nas datações de grãos de zircão detrítico e ígneo descritas no item III.3. Os procedimentos de separação e montagem em epóxi dos grãos de zircão também foram os mesmos já descritos no item III.3.

Imagens BSE foram importantes para a identificação de zircão e xenotima hidrotermais e para escolha dos maiores grãos. Somente foram datados os grãos de xenotima e zircão hidrotermais maiores que 10 μm , que é o diâmetro mínimo do ponto de análise do SHRIMP. As imagens BSE foram feitas usando um microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-6400 no Centro de Microscopia, Caracterização e Análises da Universidade do Oeste da Austrália. Seis escaneamentos foram usados para cada ponto de análise dos minerais hidrotermais.

Para zircão foram determinadas as seguintes massas: ($^{196}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{204}Pb , background, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO e ^{254}UO) e foi usado o padrão de calibração BR266 (559 Ma, 903 ppm U). Os padrões DAS e NBS611 foram usados para identificar o pico de massa do ^{204}Pb . Para as xenotimas foram analisadas as seguintes massas: $^{194}\text{Y}_2\text{O}$, ^{204}Pb , background, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO , ^{254}UO . O padrão de calibração para a xenotima foi o MG1 (490 Ma; 1050 ppm U).

Idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram utilizadas para os zircões hidrotermais e as xenotimas. Todos os dados em zircão hidrotermal com correção de chumbo comum maior que 1% foram rejeitados durante o primeiro escaneamento. Foram realizadas em cada seção analítica, entre 12 a 15 análises do padrão BR266. Os dados brutos obtidos no SHRIMP foram tratados pelo software SQUID[®] 1.30 (Ludwig 2001).

Resultados

Três idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram obtidas em sobrecrescimentos de zircões hidrotermais: 554 ± 7 Ma (Neoproterozoico, Período Ediacarano); 534 ± 7 Ma e 536 ± 7 Ma, que geraram uma idade de concórdia de 535.6 ± 4.9 (Cambriano, Série 1 –Terreneuviano, Estágio Fortuniano) (Figura III.4.4. e Tabela III.4.1). Nove grãos de xenotima foram datados gerando idades entre 466 ± 11 e 544 ± 5 Ma (Tabela III.4.1)

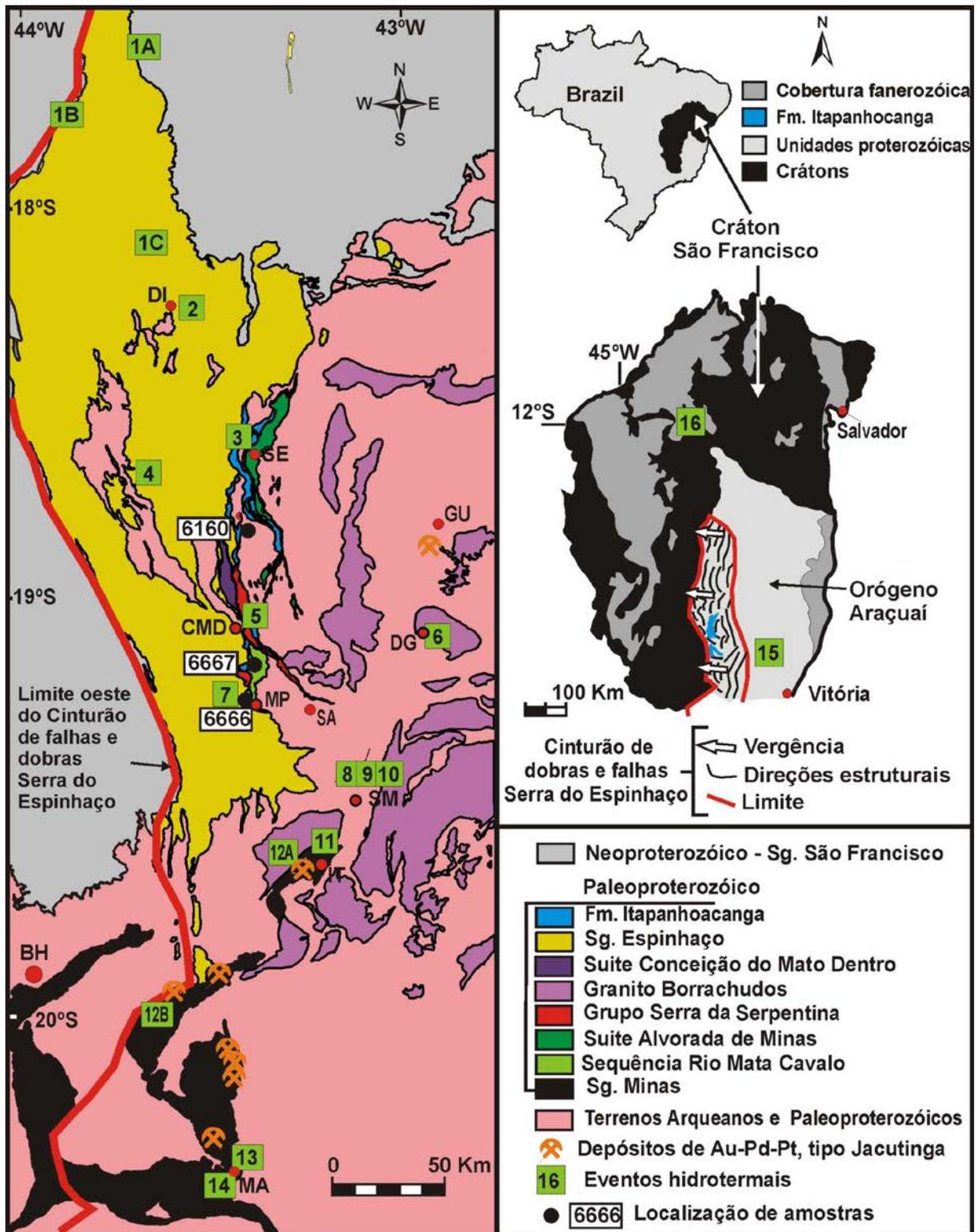


Figura III.4.3 – Mapa geológico simplificado da porção oeste do Orógeno Araçuaí e da borda leste do Cráton São Francisco mostrando a localização de amostras, de eventos hidrotermais e de depósitos de Au-Pd-Pt do tipo Jacutinga (listados na Tabela III.4.2). Cidades: BH = Belo Horizonte, MA = Mariana, IT = Itabira, SM = Santa Maria de Itabira, DG = Dolores de Guanhanes, MP = Morro do Pilar, CMD = Conceição do Mato Dentro, GU = Guanhanes, SE = Serro, DI = Diamantina.

Tabela III.4.1 – Resultados das datações SHRIMPP de minerais hidrotermais.

Amostra 6666, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, zircão hidrotermal													
						Razões isotópicas					Idades (Ma)		
Ponto	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb ppm	4f ²⁰⁶ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %
d.7-1	1801	411	0.24	140.2	1.01	0.05894 ± 1.71	0.7290 ± 2.19	0.0897 ± 1.37	0.626	0.0327 ± 3.82	554 ± 7	565 ± 37	2.0
d.7-3	1405	123	0.09	104.5	0.25	0.05870 ± 1.24	0.6992 ± 1.86	0.0864 ± 1.38	0.745	0.0272 ± 6.22	534 ± 7	556 ± 27	4.0
d.8-2	1278	18	0.01	95.3	0.16	0.05827 ± 1.62	0.6961 ± 2.13	0.0866 ± 1.39	0.652	0.0199 ± 65.4	536 ± 7	540 ± 35	0.8
Average	1495	184	0.11										

Amostra 6666, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, xenotima hidrotermal													
						Razões isotópicas					Idades (Ma)		
Ponto	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb ppm	4f ²⁰⁶ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %
d.5-5	6985	2839	0.42	530	0.19	0.05639 ± 1.31	0.6851 ± 1.58	0.0881 ± 0.88	0.558	0.0276 ± 2.17	544 ± 5	468 ± 29	-17.1
d.9-1	2861	2766	1.00	216	0.35	0.05580 ± 2.45	0.6756 ± 2.75	0.0878 ± 1.24	0.451	0.0266 ± 2.34	543 ± 6	445 ± 55	-23.0
d.9-2	3903	3279	0.87	291	0.43	0.05439 ± 2.29	0.6498 ± 2.54	0.0867 ± 1.09	0.430	0.0274 ± 2.28	536 ± 6	387 ± 52	-40.0
d.12-1	2779	2687	1.00	210	0.35	0.05580 ± 2,45	0.6756 ± 2.75	0.0878 ± 1.24	0,451	0,0272 ± 2.30	543 ± 6	445 ± 55	-23.0

Amostra 6667, quartzito, Formação Itapanhoacanga, Grupo Serra de São José, xenotima hidrotermal													
						Razões isotópicas					Idades (Ma)		
Ponto	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb ppm	4f ²⁰⁶ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error corr.	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Disc. %
a.2-1	3241	15846	5.0	323	5.93	0.04714 ± 40.2	0.4873 ± 40.29	0.0750 ± 2.46	0.061	0.0227 ± 4.48	466 ± 11	56.2 ± 959	-756
a.2-1b	3175	9651	3.1	168	5.03	0.07011 ± 13.0	0.7665 ± 13.16	0.0793 ± 1.95	0.148	0.0194 ± 5.18	492 ± 9	932 ± 267	49
a.3-1	2158	10463	5.0	244	0.34	0.05983 ± 2.56	0.6732 ± 2.92	0.0816 ± 1.42	0.485	0.0260 ± 2.03	506 ± 7	597 ± 55	16
a.5-2	2274	6675	3.0	152	0.45	0.05787 ± 2.88	0.6683 ± 3.82	0.0838 ± 2.51	0.658	0.0254 ± 3.06	518 ± 13	525 ± 63	1
a.8-2	3040	5072	1.7	110	2.30	0.05358 ± 8.31	0.6003 ± 8.66	0.0812 ± 2.44	0.282	0.0243 ± 5.52	504 ± 12	354 ± 188	-44

Notas: Erros das razões isotópicas em 5 %. Todos os Pb em razões são componentes radiogênicos, todos corrigidos para e ²⁰⁴Pb. Incertezas são 1s; n.d.=não disponível.

disc. = discordância = 100 - 100{t[²⁰⁶Pb/²³⁸U]/t[²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb]}

4f²⁰⁶ = (²⁰⁶Pb comum) / (total medido de ²⁰⁶Pb) baseado na medida de ²⁰⁴Pb.

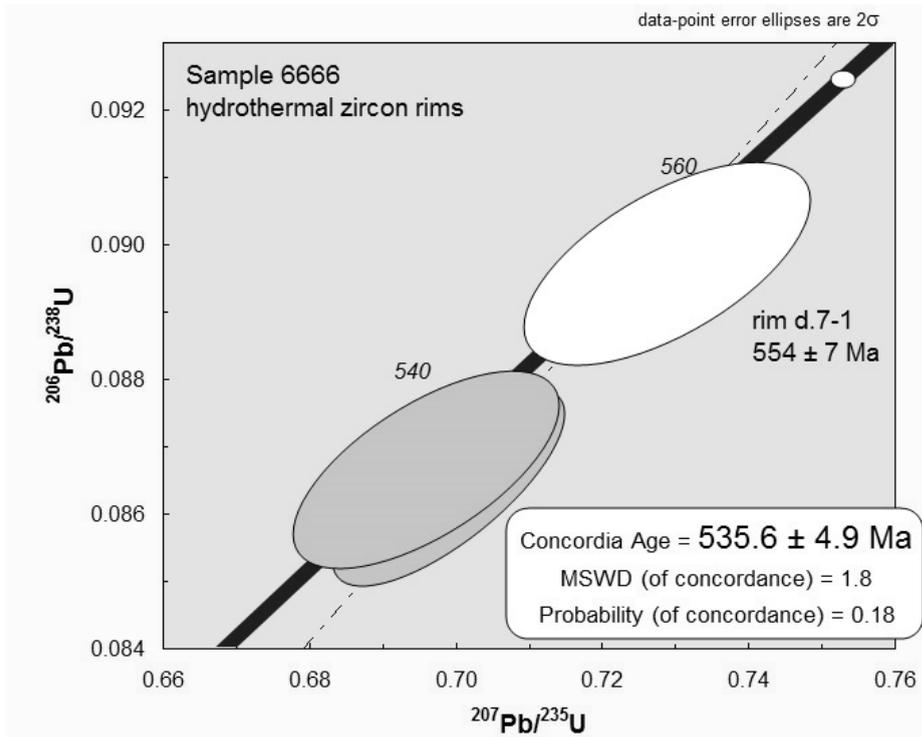


Figura III.4.4 – Concordia para os resultados de zircão hidrotermal.

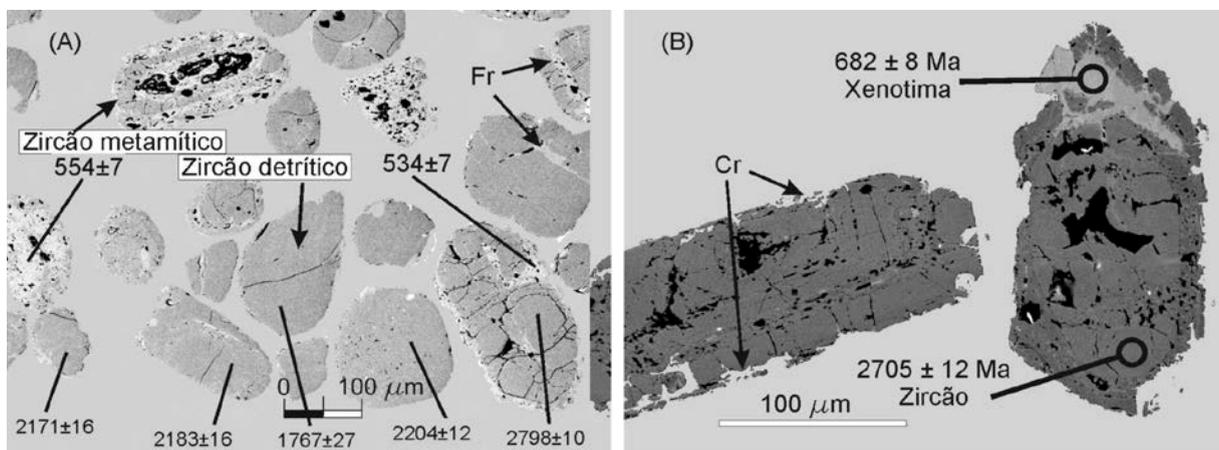


Figura III.4.5 – (A) Grãos de zircão (amostra 6666) apresentando características metamórficas e fraturamentos (Fr) com precipitação de zircão hidrotermal (áreas cinza claro). (B) Feições de corrosão de borda (Cr) e sobrecrecimento de xenotima hidrotermal em zircão ígneo (amostra 6160).

Discussões e Interpretações

Grãos de zircão em rochas metamórficas de baixo grau, como os quartzitos da Formação Itapanhoacanga, são normalmente herdados das rocha-fonte dos sedimentos, mas frequentemente exibem feições de dissolução e mostram sinais de reabsorção e de crescimentos hidrotermais em fraturas, cavidades e bordas (Dempster *et al.* 2004; Dempster *et al.* 2008; Hay & Dempster 2009; Hay *et al.* 2010).

As características metamórficas de alguns grãos de zircão da Formação Itapanhoacanga favorecem o crescimento e a recristalização de minerais hidrotermais como o zircão e a xenotima ao longo de fraturas e bordas. As micro-estruturas de corrosão e de cristalização em fraturas observada em alguns grãos de zircões indicam que um mecanismo de dissolução e reprecipitação (Rubatto *et al.* 2008; Vorhies *et al.* 2013; Franz *et al.* 2014), induzido por fluidos, atuou durante a formação de zircões e xenotimas hidrotermais (Figura III.4.5).

A datação de zircões hidrotermais encontrados em rochas metamórficas pode servir para determinar a idade e a duração de picos de metamorfismo e de infiltração de fluidos (Carson *et al.* 2002; Breeding *et al.* 2004, Vorhies *et al.* 2013). A alteração hidrotermal do zircão tem o potencial para ser usada para datar eventos metamórficos, permeabilidade das rochas, sistemas condutores de fluidos e a disponibilidade de fluidos, desde que seja possível comparar o grau de alteração hidrotermal dos zircões metamórficos em diferentes camadas de uma mesma sequência metassedimentar, bem como avaliar a proximidade e a importância de estruturas tectônicas como condutoras de fluidos (Dempster *et al.* 2008, Dempster & Chung 2013).

A oportunidade de datar zircão detrítico e hidrotermal na mesma litologia, torna os quartzitos da Formação Itapanhoacanga uma importante fonte de informação a cerca da evolução dos processos metamórfico/hidrotermais que afetaram o cinturão de dobras e cavalgamentos Serra do Espinhaço. Grãos de zircão da Formação Itapanhoacanga mantiveram preservados seus núcleos ígneos com a idade da cristalização ígnea e fornecem a idade dos eventos hidrotermais em suas áreas de recristalização hidrotermal.

Todas as idades de minerais hidrotermais obtidas estão relacionadas ao evento tectonometamórfico Brasileiro. Não foi encontrada nenhuma indicação de outro evento afetando a Serra do Espinhaço meridional. Um evento tectonometamórfico Espinhaço, mesoproterozoico, é assumido por alguns autores (Cordani *et al.* 1992; Almeida-Abreu *et al.* 2002) mas nenhum dos

dados obtidos neste trabalho indica a existência deste evento, corroborando a mesma conclusão obtida por Franz *et al.*(2014).

A possibilidade de uma origem metamórfica de alta pressão e temperatura para os crescimentos de zircões encontrados deve ser excluída, porque as paragéneses minerais e estudos geotermobarométricos na borda leste da Serra do Espinhaço e do Quadrilátero ferrífero a sul indicam condições de fácies xisto verde superior a anfibolito médio para o cinturão de deformação Serra do Espinhaço (Olivo *et al.* 2011; Silveira-Braga *et al.* 2015).

Um metamorfismo Barroviano (zona da silimanita-K-feldspato) é assumido por Vorhies *et al.* (2013) como necessário para o desenvolvimento de sobrecrescimentos de zircão hidrotermal com mais de 10 µm de largura. Nenhuma evidência de um metamorfismo de alta pressão foi encontrada na Formação Itapanhoacanga e, apesar disso, sobrecrescimentos de zircão com mais de 10 µm foram detectados e datados. A existência de sobrecrescimentos grandes de xenotima e zircão nas rochas da Fm. Itapanhoacanga pode ser atribuída a alta porosidade das rochas e/ou a grande quantidade de fluidos que as percolaram. Rochas graníticas do Complexo Guanhões também mostram sinais de alteração hidrotermal e crescimento de zircões hidrotermais em seus zircões ígneos metamíticos. Quase todos os zircões hidrotermais encontrados na amostra granítica (amostra 6160) eram pequenos e somente um grão de xenotima pode ser datado (Figura III.4.5B). A idade deste grão foi obtida durante uma sessão SHRIMP de análises de zircão (não houve uma calibração adequada do equipamento com um padrão para xenotimas) e pode apresentar erro de até 10%. Apesar disso, uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 682 ± 8 Ma foi determinada e, apesar do seu alto grau de incerteza, indica que o embasamento granítico das sequências metassedimentares foi afetado por fluidos cerca de 2 bilhões de anos depois de seu esfriamento magmático em 2711 ± 5 Ma (Tabela III.3.2, Figura III.3.3).

Zircões hidrotermais são usualmente ricos em elementos-traço incluindo U e Th, quando comparados com os zircões magmáticos na mesma rocha (Hoskin 2005). Outra característica de zircões hidrotermais é exibirem razões Th/U menores que 0,5, enquanto que em zircões ígneos esta razão é normalmente maior que 0,5 (Hoskin & Schaltegger 2004; Rasmussen 2005). Os zircões hidrotermais da Formação Itapanhoacanga apresentam conteúdos de U (média 1495 ppm) e Th (média 184ppm), que são maiores que os valores de 178ppm de U e 104 ppm de Th encontrados nos seus zircões detríticos, e razão Th/U de 0,11 (Tabelas III.3.2 e III.4.1).

O evento hidrotermal que afetou a Formação Itapanhoacanga parece ter afetado todo o Cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço, incluindo as rochas do Supergrupo Minas na borda leste do Quadrilátero Ferrífero (Figura III.4.3), com o desenvolvimento de mineralizações de Au-Pt-

Pd do tipo Jacutinga (Chauvet *et al.* 2001; Lüders *et al.* 2005; Cabral *et al.* 2009; Cabral & Zeh 2015; Cabral *et al.* 2015B). Existe uma série de relatos do evento hidrotermal que atingiu o Cinturão Serra do Espinhaço durante a orogenia Araçuai (Tabela III.4.2 e Figura III.4.3), mas a grande maioria das datações apresentadas foram obtidas em minerais de veios (Tabela III.4.2).

Os efeitos de um evento hidrotermal afetando a região da borda leste da Serra do Espinhaço e a Serra do Espinhaço como um todo, são observados na intensa cloritização de todas as litologias (Renger 1972) quando próximas de descontinuidades tectônicas, na carbonatização, sericitização e saussuritização de rochas meta-ígneas, tanto félsicas como máficas (Renger 1972), e pelo crescimento sin a pós-tectônico de cristais euédricos a sub-édricos de epidoto, apatita, turmalina, cianita, rutilo, dumortierita (Figura III.4.6), titanita, magnetita, granada e lazulita encontrados em quartzitos e metaconglomerados da Fm. Itapanhoacanga ou em veios de quartzo (Morteani & Ackermann 2004; Olivo *et al.* 2011; Jordt-Evangelista & Danderfer 2012; e referências listadas na Tabela III.4.2).

A ampla gama de idades de zircões e xenotima hidrotermais apresentadas na Tabela III.4.1 (466 a 628 Ma), bem como as idades de minerais hidrotermais obtida por outros autores (Tabela III.4.2) indicam que vários pulsos hidrotermais ocorreram durante todo o período de desenvolvimento do Orógeno Araçuai, mas a maioria ocorreu durante o período de colapso do orógeno (535 a 490 Ma; Pedrosa-Soares *et al.* 2011). A grande variedade de minerais hidrotermais de idade Brasiliana também indica a ocorrência de mais de um pulso hidrotermal, visto que foram necessários fluidos enriquecidos em vários elementos para gerar toda a mineralogia hidrotermal citada.

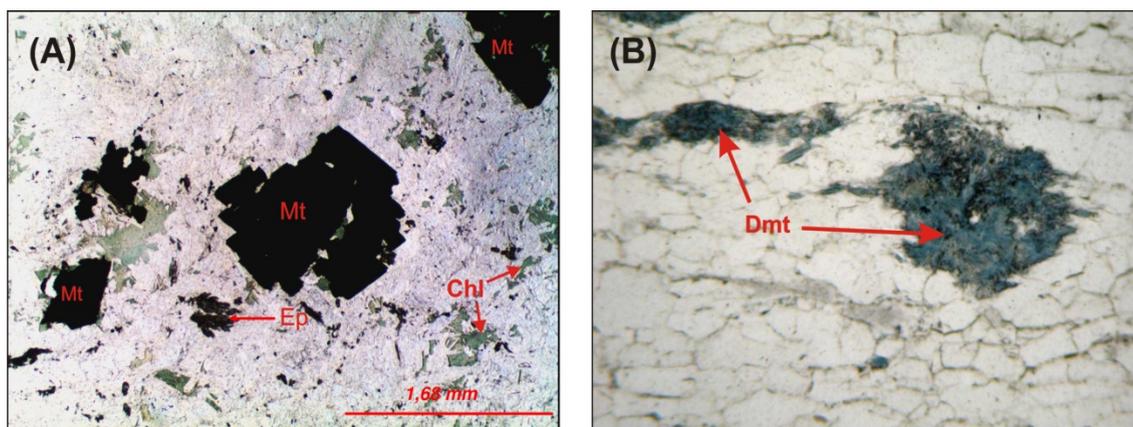


Figura III.4.6 – Minerais hidrotermais sin a pós-tectônicos em quartzito da Formação Itapanhoacanga. (A) Epidoto (Ep), magnetita (Mt) e clorita (Chl). (B) Dumortierita (Dmt).

Composição e fonte dos fluidos hidrotermais

A associação paragenética de zircão e xenotima indica que o fluido hidrotermal deve ser rico em fósforo, de acordo com a reação de dissolução-reprecipitação (Franz *et al.* 2014):



O fluido, em pelo menos um dos pulsos hidrotermais, deve também ter sido enriquecido em As, S, Fe, B, Li, Y, Pb, Bi, Te, Au e elementos Terras Raras para ser responsável pela cristalização de todos os minerais hidrotermais observados no Cinturão Serra do Espinhaço (referências na Tabela III.4.2).

Uma primeira hipótese para a origem dos fluidos favorece uma fonte ígnea externa a bacia do Grupo Serra de São José/Espinhaço (Renger 1972). Esta fonte seriam as suítes graníticas, com corpos pegmatíticos associados, relacionadas ao Orógeno Araçuaí (Figura III.4.7). As rochas graníticas cambriana-neoproterozoicas geradas durante a orogenia Araçuaí foram agrupadas em suítes denominadas G1 a G5 (Figura III.4.7) e relacionadas aos diversos estágios geotectônicos do orógeno, desde o estágio pré-colisional até o período pós-colisional (Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Gradim *et al.* 2014). Estas suítes são as hospedeiras de milhares de corpos pegmatíticos cristalizados entre 630-c. 480 Ma em terrenos do Orógeno Araçuaí e formaram o maior campo pegmatítico do Brasil denominado Província Pegmatítica do Leste Brasileiro (Pedrosa-Soares *et al.* 2011), que inclui pegmatitos ricos em boro, lítio e contendo minerais primários fosfatados (Scholz *et al.* 2008; Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Silva *et al.* 2011; Scholz *et al.* 2011; Scholz *et al.* 2012).

Dentre as suítes graníticas, a G4 e a G2 tem idades e características geoquímicas para serem potenciais fontes dos fluidos hidrotermais que atingiram a Formação Itapanhoacanga. Ambas as suítes tem granitos e pegmatitos associados ricos em minerais fosfatados. A Suíte G4 engloba granitos tipo S, a duas micas, pós-colisionais, peraluminosos, com idade entre 535 e 490 Ma, está relacionada ao colapso do Orógeno Araçuaí e hospedando corpos pegmatíticos ricos em Na, B, Be, Li, P, Ta (Gradim *et al.* 2014). Mello & Bilal (2012) descrevem leucogranitos perfosforosos, com a presença de fenocristais de apatita e conteúdo total de P₂O₅ variando de 0,28 a 1,06%, ligados ao Granito Urucum (584 ± 2 Ma, U-Pb em zircão) da Suíte G4.

A segunda hipótese para a fonte dos fluidos hidrotermais defende a gênese dos fluidos ricos em fósforo dentro da própria bacia do Grupo Serra de São José/Sg. Espinhaço. Um fluido com estas características poderia ter sido gerado pela lixiviação de argilas e areias ricas em fósforo

depositadas em um ambiente marinho raso ou em ambientes tipo sabkha. Ambientes destes tipos são descritos no Supergrupo Espinhaço (Morteani & Ackermann 2004; Jordt-Evangelista & Danderfer 2012; Franz *et al.* 2014) e Grossi-Sad *et al.* (1997) relatam a presença de camadas com até 20% de apatita na borda sul da Serra do Espinhaço meridional, próximo a Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar (Figura III.1.1). A lixiviação de evaporitos ou outro sedimento rico em sais poderia também ser a fonte para Na, B, Li, P e S (Lüders *et al.* 2005; Cabral *et al.* 2011; Cabral *et al.* 2013).

Entretanto, os estudos de inclusões fluidas desenvolvidos no Cinturão de falhas e dobras Serra do Espinhaço (Ronchi *et al.* 1992; Chauvet *et al.* 2001; Lüders *et al.* 2005; Lima *et al.* 2010; Cabral *et al.* 2015A) não foram até agora conclusivos quanto a origem dos fluidos hidrotermais e mais estudos se fazem necessários para solucionar a questão.

Condutos para os fluidos

As observações de campo indicam que os fluidos hidrotermais que atingiu o Cinturão de falhas e dobras Serra do Espinhaço estão associados aos planos de falhas e as zonas de cisalhamento.

Planos de falhas e as zonas de cisalhamento são importantes condutores de fluidos que podem ser transportados através delas por milhares de quilômetros, percolando rochas da crosta tanto em ambientes extensionais como colisionais (McCaig 1988; Bethke & Marshak 1990; Strayer *et al.* 2001, Crow *et al.* 2002; McLellan *et al.* 2004 e Martín-Martín *et al.* 2006)

No Cinturão Serra do Espinhaço a migração de fluidos hipotermiais e/ou fluidos conatos e meteóricos ocorreu provavelmente durante a fase de colapso do Orógeno Araçuaí (Marshak *et al.* 2006), visto que a maioria das idades de minerais hidrotermais (Tabelas III.4.1 e III.4.2) correspondem a este período (535 Ma a 490 Ma - Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Silva *et al.* 2011 e Peixoto *et al.* 2015). As mineralizações de Au-Pd-Pt do tipo Jacutinga foram associadas a fraturas extensionais e também foram correlacionadas ao colapso do Orógeno Araçuaí (Chauvet *et al.* 2001).

Zonas de cisalhamento de empurrão, relacionadas ao sistema regional de falhas do Cinturão Espinhaço, servindo de condutos para a percolação de fluidos hidrotermais, também foram relacionadas a gêneses de corpos ricos em ferro encontrados nas formações ferríferas bandadas do Grupo Serra da Serpentina (Rolim & Rosière 2011).

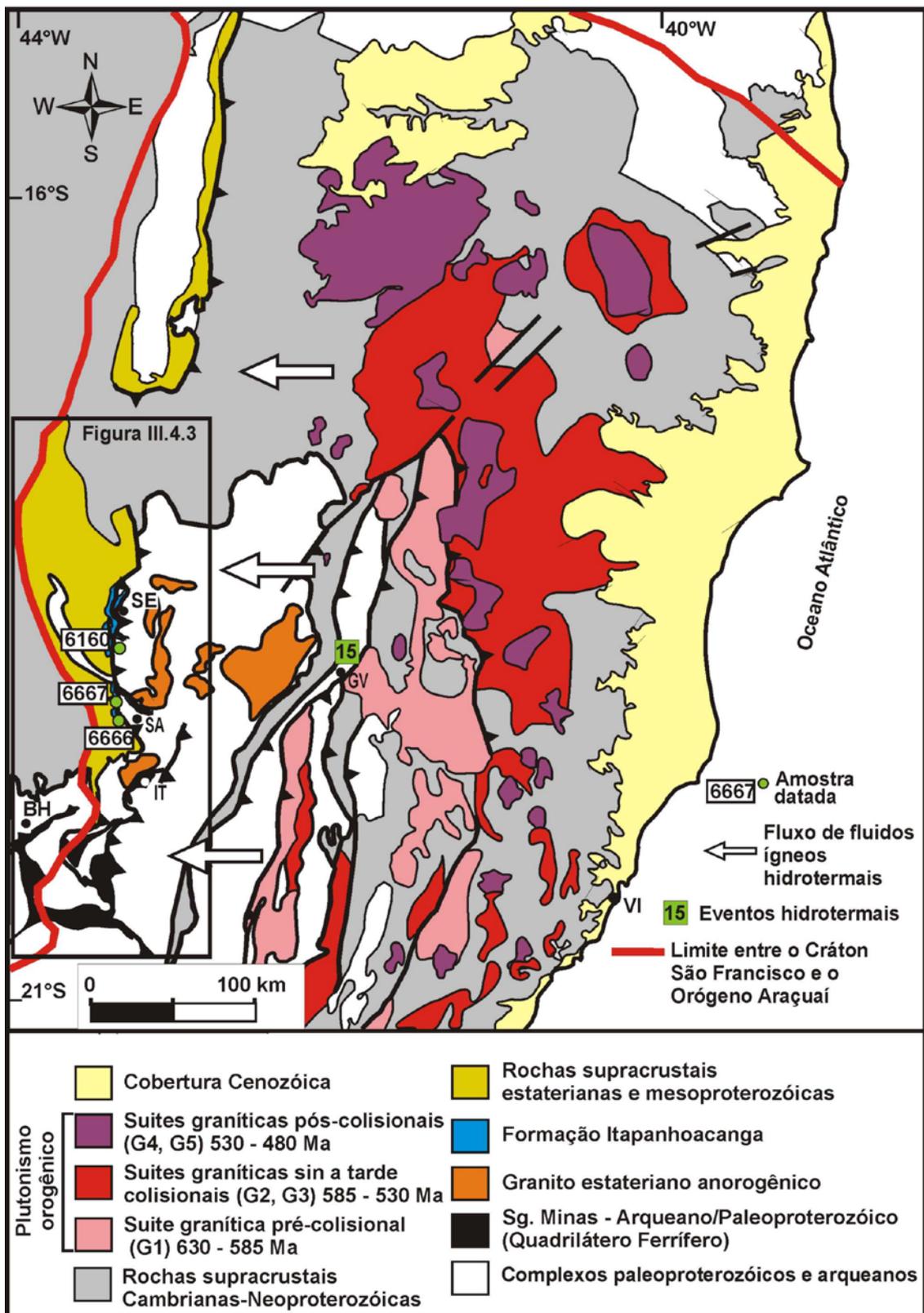


Figura III.4.7 – Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí mostrando a localização dos pontos amostrados, as suítes graníticas relacionadas ao Orógeno Araçuaí e a possível direção do fluxo de fluidos hidrotermais relacionados à granitogênese orogênica. Eventos hidrotermais assinalados estão listados na Tabela III.4.2. Cidades: BH - Belo Horizonte; GV - Governador Valadares; IT - Itabira; SA - Santo Antonio do Rio Abaixo; SE - Serro; VI - Vitória (mapa modificado de Silva *et al.* 2011).

Tabela III.4.2 – Ocorrências de eventos hidrotermais relacionados ao Orógeno Araçuai no Cinturão de falhas e dobras Serra do Espinhaço. Veja a Figura III.4.3.

	Temperatura e pressão	Idade	Local	Método	Observações	Referência
1		Entre 464 ± 7 e 444 ± 4 Ma	(1A) Olhos D'Água, (1B) Buenópolis e (1C) Diamantina.	Idades Pb-Pb (LA-ICP-MS) em monazita	Monazita em veios de quartzo da Serra do Espinhaço meridional	Chaves et al., 2010
2A		515 ± 55 Ma	Diamantina (Garimpo Mil Oitavas)	Idade U-Th/He em ouro	Ouro encontrado em veios de quartzo com hematita	Cabral et al., 2013
2B		524 ± 16 Ma	Diamantina (Garimpo Mil Oitavas)	Idade U-Pb em rutilo	Veio auríferos com quartzo hematita e rutilo.	Cabral et al., 2013
3	500 to 350 °C	Tardi-Brasiliano	Serro	Temperaturas por Zircônio-em-rutilo e Ti-em-quartzo. Idade por relações de campo.	Fm. Itapanhoacanga	Cabral et al., 2011
4A	450 to 400°C / 3,0kbar		Costa Sena	Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas	Estudos em inclusões fluidas de veios de quartzo com ouro livre. Fluido precoce.	Ronchi et al., 1992
4B	~350°C / 2,0-2,5 kbar		Costa Sena	Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas	Estudos em inclusões fluidas de veios de quartzo com ouro livre. Fluido tardio.	Ronchi et al., 1992
5A	220 to 240°C		Conceição do Mato Dentro	Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas	Estudos em inclusões fluidas de hematitas granulares de corpos ricos em ferro em BIFs do Grupo Serra da Serpentina.	Lima et al., 2010
5B	240 to 260°C.		Conceição do Mato Dentro	Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas	Estudos em inclusões fluidas em especularitas de veios de quartzo na Serra do Sapo.	Lima et al., 2010
6		531 ± 22 Ma	Dores de Guanhães	Idades U-Th-Pb em monazita	Pegmatitos relacionados ao Orógeno Araçuai	Bilal et al., 1995
7		De 628 a 466 Ma	Morro do Pilar	Idades SHRIMP Pb-Pb e U-Pb em zircão e xenotima hidrotermais.	Sobrecrescimentos de zircão e xenotima em grãos de zircão detrítico	Este trabalho
8		506 ± 6 Ma	Santa Maria de Itabira	Idades SHRIMP U-Pb em zircão hidrotermal.	Sobrecrescimento de zircão hidrotermal em grãos de zircão detrítico da sequência do Morro Escuro.	Silveira-Braga et al., 2015
9	310 to 460°C	519 ± 10Ma	Santa Maria de Itabira	Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas. Idade K-Ar em muscovita.	Estudos realizados em pegmatitos ricos em berilo.	Marciano et al., 1993
10		462 ± 33 Ma	Santa Maria de Itabira	Idades U-Th-Pb em monazita	Pegmatitos relacionados ao Orógeno Araçuai	Bilal et al., 1995
11		495.8 ± 2.9 Ma	Itabira	Idade U-Pb (LA-SF-ICP-MS) em monazita.	Grãos de monazita de um veio tipo Jacutinga na Mina de Ferro de Conceição em Itabira.	Cabral et al., 2015
12	340 ± 40°C		(12A) Itabira e (12B) Gongo Soco .	Geotermômetros fluido-mineral Na/K e Na/Li.	Hematita especular de veios de quartzo.	Lüders et al., 2005
13	300 to 400°C - 2 kbars	485 ± 4 Ma	Mariana	Idade Ar-Ar em muscovita.Temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas.	Muscovita e biotita hidrotermais relacionados ao veio aurífero de Passagem de Mariana.	Chauvet et al., 2001
14		496.3 ± 2.0 Ma	Mariana	Idades U-Pb em xenotima	Xenotima de bolsões ricos em turmalina do veio aurífero de Passagem de Mariana.	Cabral and Zeh, 2015
15		497 ± 13 Ma e 502 ± 31 Ma	Governador Valadares	Idades K/Ar ages em micas	Pegmatitos relacionados ao Orógeno Araçuai	Marciano et al., 1993
16		634 ± 19 Ma	Serra do Espinhaço Norte.	Idade U-Pb em zircão (La-ICP-MS)	Sobrecrescimento de zircão em grãos de zircão detrítico de quartzitos da Formação Veredas na Serra do Espinhaço Norte.	Franz et al., 2014
17			Cinturão de falhas e dobras Serra do Espinhaço		Depósitos de Au-Pd-Pt do tipo Jacutinga	Cabral et al., 2009

III.5 – GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

Introdução

A concentração de elementos químicos em rochas sedimentares e em sedimentos, incluindo a concentração das Terras Raras e do Ítrio, bem como as concentrações de metais-traço sensíveis às condições de oxirredução são parâmetros comumente usados na busca pelo entendimento dos processos que operaram em paleo-sistemas deposicionais (Bau & Dulski 1996; Tribovillard *et al.* 2006; Schröder & Grotzinger 2007).

Estudos geoquímicos foram conduzidos em amostras das formações ferríferas bandadas da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional e os resultados foram avaliados e estudados com o objetivo de se obter informações sobre a fonte do ferro, o estado de oxidação e as características químicas das águas da bacia onde se depositaram as BIFs,

A abundância de um elemento químico em rochas sedimentares como as formações ferríferas bandadas é influenciada pela concentração deste elemento na água do mar onde elas se depositaram. A concentração dos elementos químicos nas águas marinhas, por sua vez, é gerada pela contribuição de diversas fontes de origens distintas e independentes: detrítica, biogênica, hidrotermal, e hidrogênica. Decifrar a influência de cada um destes fatores é pré-requisito para se identificar a assinatura genuína das águas de oceanos antigos e do paleo-ambiente de deposição.

As concentrações dos elementos químicos das BIFs podem ser alteradas após a sua deposição, durante a diagênese (Piper 1994; Bau & Dulski 1996; Tribovillard *et al.* 2006), pela atuação de processos metamórficos e por efeitos de processos intempéricos. Os elementos Terras Raras são usados para o estudo de paleo-ambientes deposicionais por que sofrem pouca influência destes processos pós deposicionais. Bau (1993) estudou os impactos de processos pós deposicionais na assinatura de Terras Raras + Y em formações ferríferas pré-cambrianas da Bacia de Hamersley na Austrália, nas formações ferríferas Kuruman e Penge na África do Sul e nas formações ferríferas Broomstock do Zimbábue e concluiu que as Terras Raras + Y são absolutamente imóveis durante a diagênese e a litificação.

Os efeitos do metamorfismo na mobilidade das Terras Raras + Y são complexos e dependem da razão fluido/rocha, da alcalinidade e salinidade do fluido (Bau 1993; Gutzmer *et al.* 2008), Em teoria, se espera um empobrecimento em Terras Raras leves e diminuição das anomalias positivas de Eu, que às vezes até se tornam negativas, nas rochas que sofrerem a influência de uma quantidade grande de fluidos metassomáticos durante o metamorfismo (Bau 1993), mas as

BIFs que sofreram enriquecimento em Ferro pela intensa ação de fluidos hidrotermais não mostram nem empobrecimento em Terras Raras leves nem perda da anomalia positiva de Európio (Gutzmer *et al.* 2008). Uma pequena mobilidade de Terras Raras durante eventos metamórficos é indicada por Gutzmer *et al.* (2008).

Por outro lado, a mobilidade dos elementos Terras Raras durante o intemperismo depende da razão água/rocha e dos minerais primários que contem as Terras Raras, isto é, da mineralogia da rocha fonte; das condições físico-químicas do ambiente de alteração (Fugacidade de Oxigênio, pH, etc.); da composição do fluido intempéricos (pH e disponibilidade de ligantes para a formação de complexos com as Terras Raras). Existem situações em que as Terras Raras são móveis durante o intemperismo e outras onde elas são mais imóveis.

Para evitar problemas nas interpretações sobre os paleo-ambientes das rochas é necessário evitar rochas com evidências de alterações intempéricas. Uma síntese da influência do intemperismo nas concentrações de Terras Raras é apresentada por Laveuf & Cornu (2009) e Bau (1993).

O estudo das concentrações dos elementos Terras Raras e do Ítrio (Terras Raras + Y) nos sedimentos comumente é feito pela análise das concentrações de cada elemento comparadas às concentrações destes mesmos elementos em amostras-padrão. São usados padrões de concentração em condritos, padrões de concentração em xistos e padrões de concentração em outras BIFs. Esta comparação de valores é chamada de normalização. Teores normalizados de Terras Raras + Y referem-se a divisão dos teores encontrados nas amostras pelos teores de um padrão. Valores normalizados pelo padrão de folhelhos PAAS (Post Archean Australian Shales) são identificados pelo subscrito SN; valores normalizados para o padrão condrito são identificados pelo subscrito CN. A fonte dos padrões é citada em cada gráfico e/ou tabela. Os teores de elementos Terras Raras normalizados terão suas anomalias quantificadas pela razão entre a concentração do elemento anômalo e a concentração deste mesmo elemento prevista por interpolação ou extrapolação das concentrações dos elementos Terras Raras imediatamente adjacentes, isto é, as anomalias de Terras Raras+Y normalizadas serão quantificadas seguindo os métodos de Bau & Dulski (1996) e Bolhar *et al.* (2004) que usaram as fórmulas a seguir (retiradas de Alexander *et al.* 2008 –pag. 381):

$$\text{La/La}^* = \text{La}/(3\text{Pr} - 2\text{Nd})$$

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}/(2\text{Pr} - \text{Nd})$$

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}/(0.67\text{Sm} + 0.33\text{Tb})$$

$$\text{Gd/Gd}^* = \text{Gd}/(0.33\text{Sm} + 0.67\text{Tb}).$$

Amostragem e análises.

As amostras analisadas neste trabalho são amostras de formações ferríferas bandadas que sofreram pouca ação intempérica e foram coletadas exclusivamente de testemunhos de sondagens. Foi evitada a coleta de amostras próximas a zonas de falhas, de veios de quartzo e de qualquer feição de alteração metassomática/hidrotermal, isso é, qualquer alteração da mineralogia comum das formações ferríferas bandadas.

Os estudos geoquímicos foram conduzidos em 63 amostras de rocha das formações ferríferas bandadas da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional. Destas, 13 foram coletadas no entorno de Morro do Pilar em testemunhos de sondagem da Terrativa Mineração Ltda; 22 em testemunhos de sondagens da Anglo American do Brasil, na Serra do Sapo ao norte de Conceição do Mato Dentro; 6 em testemunhos de sondagens da Anglo American do Brasil no extremo sul da Serra da Serpentina, nas proximidades de Santo Antônio do Rio Abaixo; 15 em testemunhos de sondagens da Anglo American do Brasil em furos de sonda localizados 20 km ao norte de Serro. As coordenadas definindo a localização de cada amostra analisada estão na Tabela III.5.21. De forma a facilitar as interpretações dos resultados, as amostras analisadas são colocadas em cada gráfico ou tabela separadas pelas quatro regiões de coleta: Morro do Pilar contendo as amostras do entorno da cidade de Morro do Pilar; Conceição do Mato Dentro (ou simplesmente Conceição) com as amostras da Serra do Sapo; Santo Antonio com as amostras da porção sul da Serra da Serpentina próximo a cidade de Santo Antônio do Rio Abaixo. Estes três grupo de amostras englobam somente amostras da Formação Serra do Sapo do Grupo Serra da Serpentina. O quarto grupo de amostras denominado Serro, engloba as amostras da região de Serro, todas da formação Canjica, do Grupo Serra de São José.

As análises foram feitas nos laboratórios da ACME em Vancouver no Canadá. Foram analisados os elementos maiores, menores, traços e Terras Raras. Os elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) foram analisados por ICP-ES após digestão por tetraborato de lítio. Os elementos menores e os elementos Terras Raras foram analisados por espectrometria de massa - ICP – MS - após digestão por tetraborato de lítio ou água régia.

Para normalização foram usados o padrão PAAS e do condrito conforme valores publicados por Taylor & McLennan (1985). Os teores da química das foram, em algumas tabelas e gráficos, normalizados a um padrão de BIFs tipo Lago Superior publicado por McClung (2006).

Resultados.

As tabelas e gráficos a seguir sintetizam os resultados geoquímicos obtidos nas 63 amostras. Os resultados geoquímicos completos estão listados nas Tabelas III.5.21 e III.5.22.

Geoquímica de Elementos Maiores

Tabela III.5.1 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos maiores

Morro do Pilar				
Óxidos	Média	Desvio padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo
SiO ₂	53,62	5,88	45,41	70,38
Al ₂ O ₃	0,47	0,57	0,11	1,88
Fe ₂ O ₃	45,00	6,14	27,97	54,10
MnO	0,11	0,19	0,02	0,67
MgO	0,12	0,34	0,01	1,23
CaO	0,04	0,11	0,01	0,41
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,02
K ₂ O	0,08	0,12	0,01	0,44
TiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,02	0,07
Santo Antonio				
Óxidos	Média	Desvio padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo
SiO ₂	55,370	8,471	42,860	65,700
Al ₂ O ₃	0,202	0,092	0,100	0,330
Fe ₂ O ₃	43,363	8,990	33,250	56,350
MnO	0,037	0,033	0,010	0,100
MgO	0,058	0,064	0,005	0,170
CaO	0,353	0,466	0,005	1,190
Na ₂ O	0,005	0,000	0,005	0,005
K ₂ O	0,018	0,014	0,005	0,040
TiO ₂	0,012	0,007	0,005	0,020
P ₂ O ₅	0,182	0,178	0,020	0,390

Tabela III.5.1 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos maiores (continuação).

Conceição do Mato Dentro				
Óxidos	Média	Desvio padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo
SiO ₂	47,86	12,76	22,48	73,49
Al ₂ O ₃	0,40	0,36	0,04	1,24
Fe ₂ O ₃	51,19	12,60	24,06	76,99
MnO	0,07	0,11	0,01	0,46
MgO	0,06	0,19	0,01	0,91
CaO	0,05	0,07	0,01	0,26
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,02
K ₂ O	0,06	0,09	0,01	0,38
TiO ₂	0,03	0,03	0,01	0,15
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,02	0,20

Serro				
Óxidos	Média	Desvio padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo
SiO ₂	55,370	8,471	42,860	65,700
Al ₂ O ₃	0,202	0,092	0,100	0,330
Fe ₂ O ₃	43,363	8,990	33,250	56,350
MnO	0,037	0,033	0,010	0,100
MgO	0,058	0,064	0,005	0,170
CaO	0,353	0,466	0,005	1,190
Na ₂ O	0,005	0,000	0,005	0,005
K ₂ O	0,018	0,014	0,005	0,040
TiO ₂	0,012	0,007	0,005	0,020
P ₂ O ₅	0,182	0,178	0,020	0,390

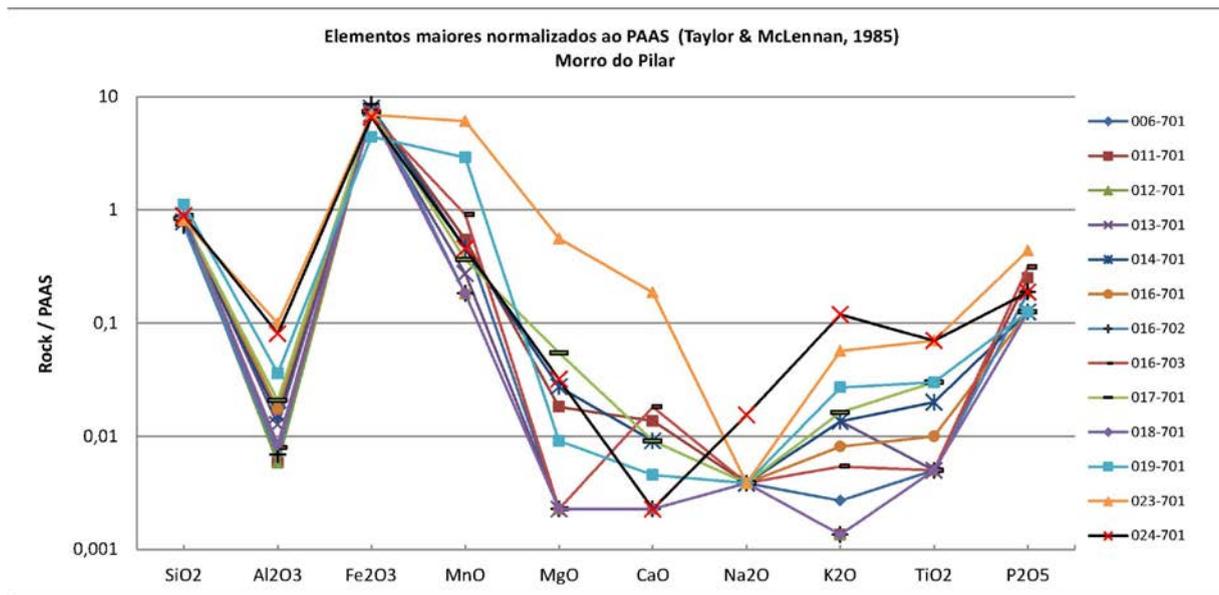


Figura III.5.1 – Resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.

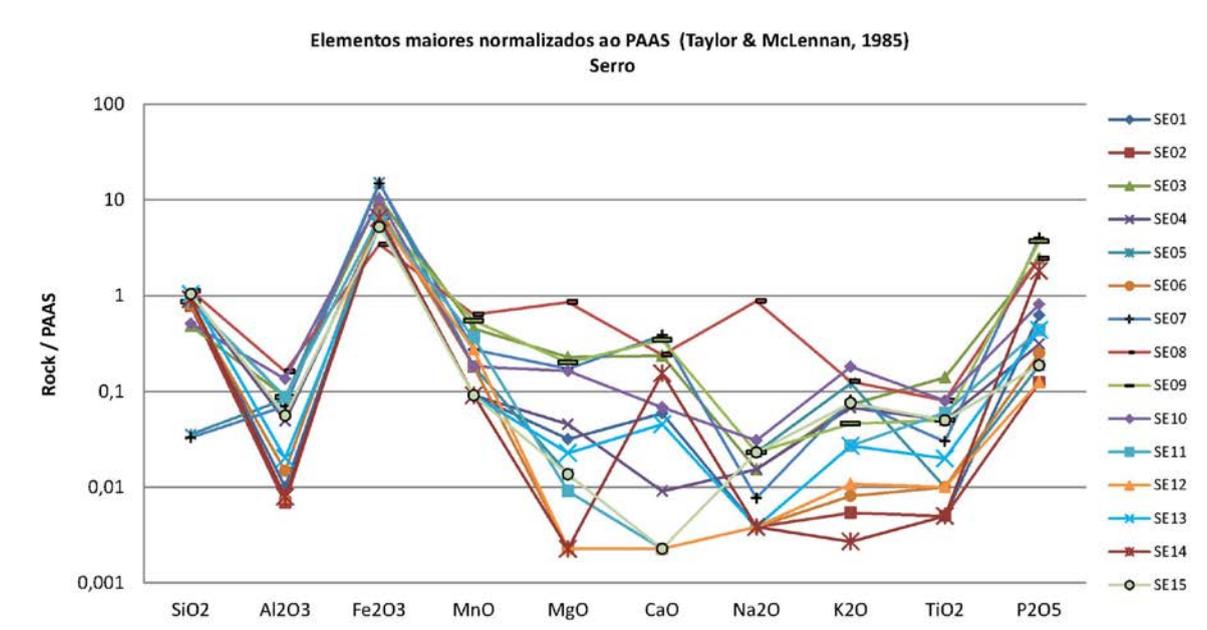


Figura III.5.1 – Resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).

Tabela III.5.2 – Valores médios de elementos maiores normalizados ao PAAS por região.

Valores médios de elementos maiores normalizados ao PAAS					
	Morro do Pilar	Conceição	Santo Antonio	Serro	Fm. Serra do Sapo
SiO ₂	0,85	0,76	0,88	0,75	0,81
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02
Fe ₂ O ₃	7,14	8,13	6,88	7,93	7,63
MnO	1,02	0,63	0,33	0,25	0,71
MgO	0,06	0,03	0,03	0,12	0,04
CaO	0,02	0,02	0,16	0,10	0,04
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
K ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,06	0,02
TiO ₂	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02
P ₂ O ₅	0,20	0,37	1,14	1,19	0,43
CR ₂ O ₃	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002

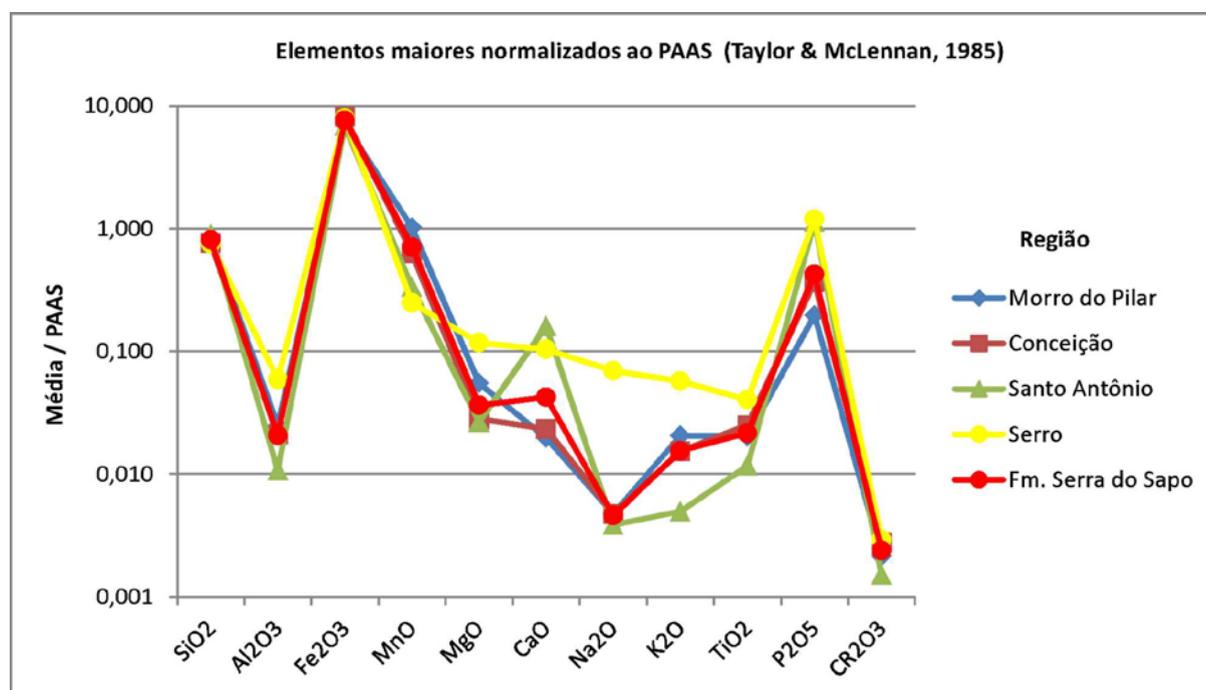


Figura III.5.2 – Médias dos resultados analíticos de elementos maiores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.

Tabela III.5.3 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos menores.

Morro do Pilar				
Elemento	Média	Desvio padrão	Valor mínimo	Valor máximo
Cs	0,06	0,02	0,05	0,10
Ba	162,54	181,10	5,00	601,00
Rb	1,30	2,01	0,05	7,20
Th	0,65	0,77	0,10	2,40
U	1,90	1,54	0,70	6,10
Pb	0,91	0,56	0,20	1,90
Nb	0,57	0,44	0,05	1,40
Sr	3,21	3,19	0,25	10,80
Zr	17,19	15,81	3,80	61,40
Sc	0,73	0,44	0,50	2,00
V	31,23	17,70	18,00	72,00
Zn	9,15	11,86	1,00	36,00
Cu	4,37	2,82	1,20	10,60
Ni	7,28	11,02	1,10	39,40

Conceição do Mato Dentro				
Elemento	Média	Desvio padrão	Valor mínimo	Valor máximo
Cs	0,10	0,16	0,05	0,80
Ba	142,36	137,33	8,00	571,00
Rb	1,41	2,37	0,05	10,50
Th	0,59	0,80	0,10	3,70
U	1,38	0,81	0,40	3,10
Pb	1,46	1,02	0,50	4,40
Nb	0,55	0,37	0,20	1,60
Sr	5,68	4,62	1,40	17,20
Zr	11,20	14,49	1,00	58,70
Sc	0,98	0,68	0,50	3,00
V	34,59	25,53	4,00	86,00
Zn	5,27	7,95	0,50	32,00
Cu	5,20	12,73	0,70	61,60
Ni	6,84	10,52	0,80	48,70

Tabela III.5.3 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos menores (continuação).

Santo Antônio				
Elemento	Média	Desvio padrão	Valor mínimo	Valor máximo
Cs	0,05	0,00	0,05	0,05
Ba	33,17	30,04	2,00	91,00
Rb	0,66	0,55	0,05	1,50
Th	0,25	0,12	0,10	0,40
U	0,93	0,67	0,10	1,80
Pb	1,48	0,85	0,40	2,30
Nb	0,49	0,35	0,05	0,90
Sr	3,08	1,64	0,60	5,30
Zr	5,63	2,01	2,30	7,90
Sc	0,50	0,00	0,50	0,50
V	26,67	16,28	8,00	53,00
Zn	6,33	3,08	2,00	9,00
Cu	10,38	3,43	5,20	13,70
Ni	2,77	1,35	0,90	4,00

Serro				
Elemento	Média	Desvio padrão	Valor mínimo	Valor máximo
Cs	0,10	0,10	0,05	0,40
Ba	89,20	96,91	5,00	379,00
Rb	3,64	2,97	0,60	10,90
Th	0,79	0,73	0,10	2,40
U	2,29	1,91	0,30	6,40
Pb	1,05	0,62	0,40	2,30
Nb	0,85	0,55	0,20	2,10
Sr	7,62	4,54	2,10	17,30
Zr	15,09	14,21	2,40	51,50
Sc	1,20	1,01	0,50	3,00
V	55,07	47,43	4,00	173,00
Zn	7,07	5,86	1,00	20,00
Cu	6,49	1,92	3,70	10,50
Ni	8,22	7,61	0,90	26,40

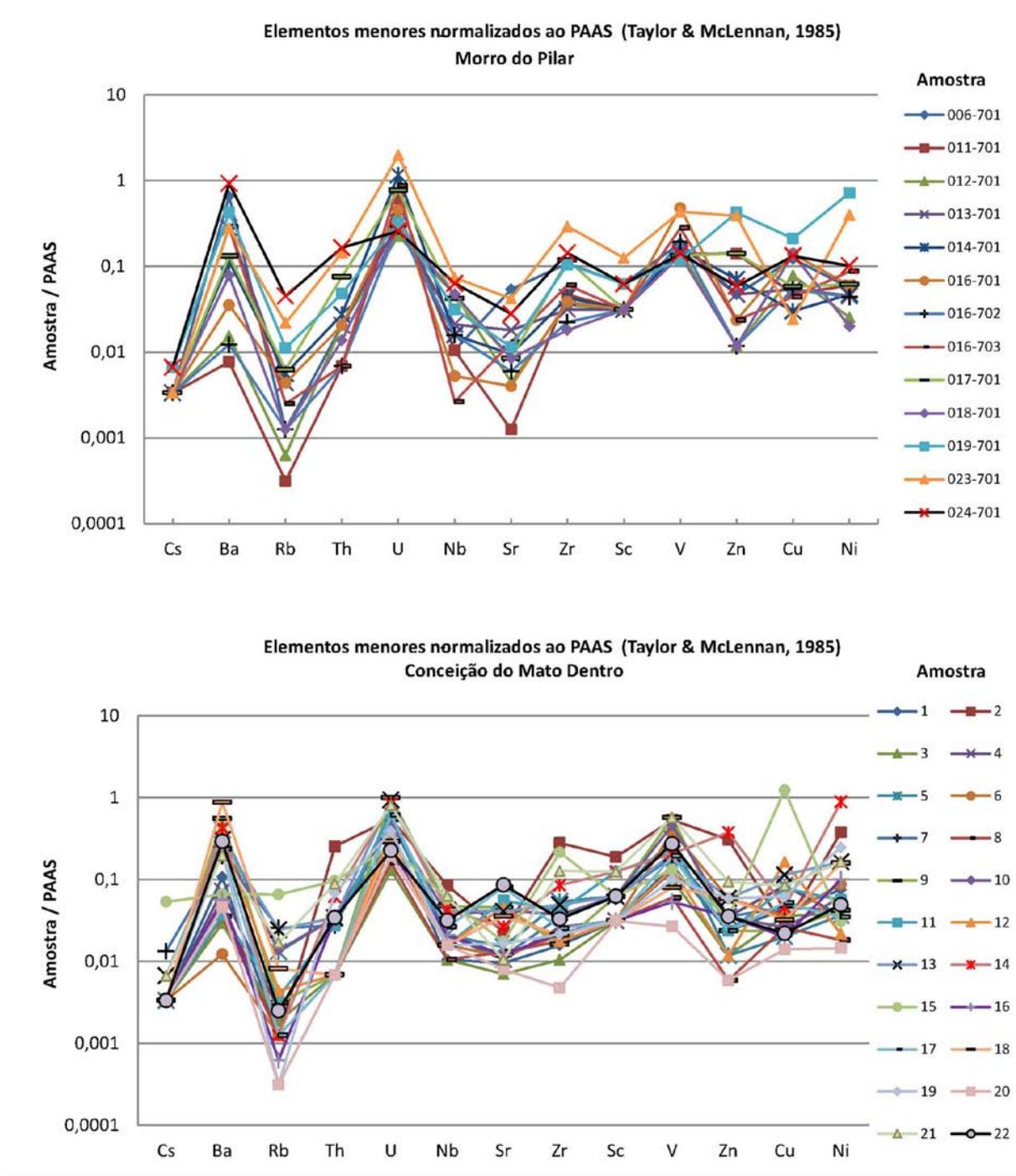


Figura III.5.3 – Resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.

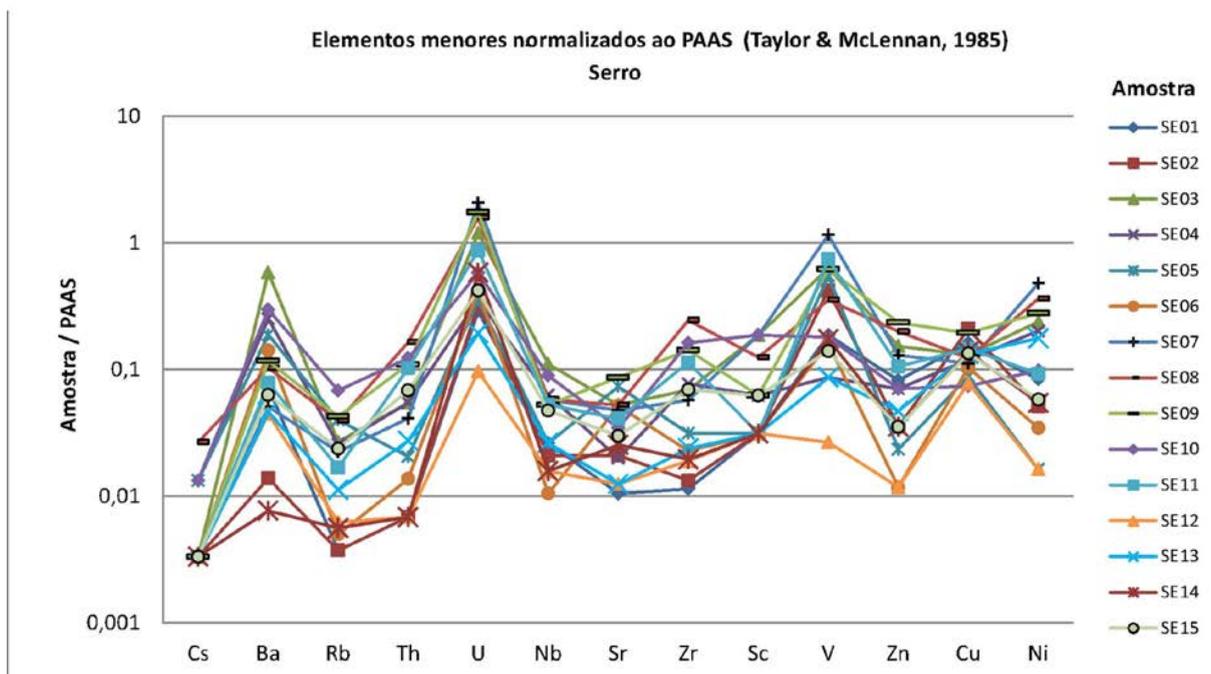
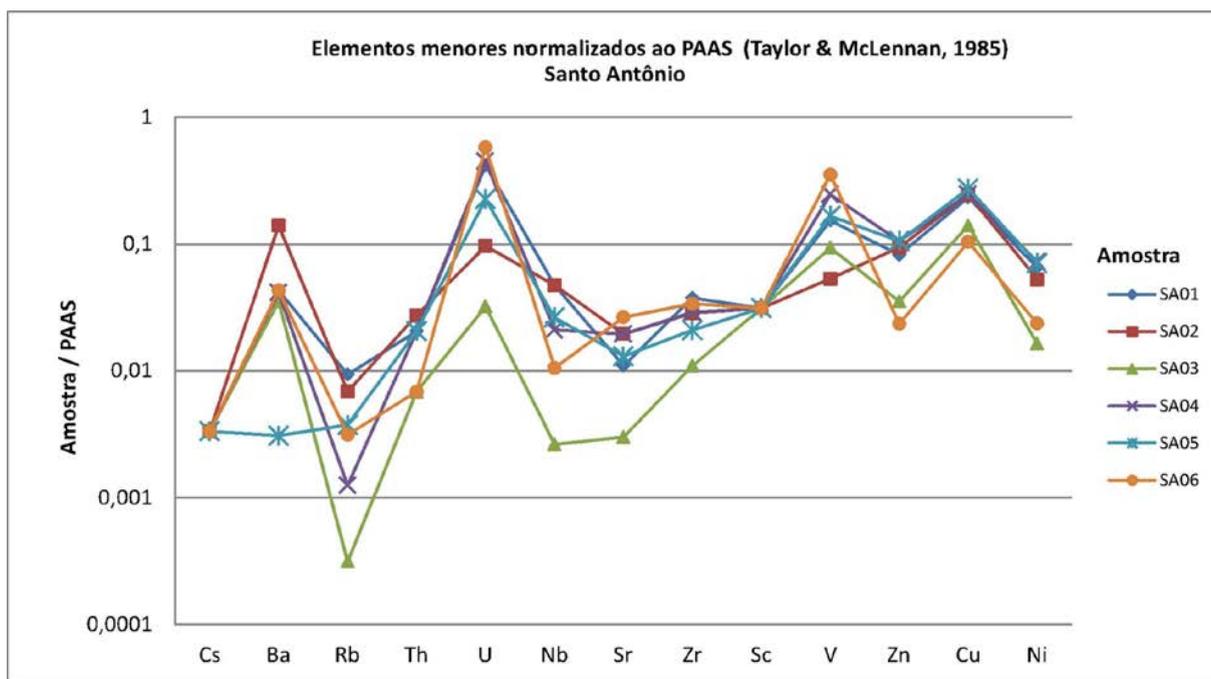


Figura III.5.3 – Resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).

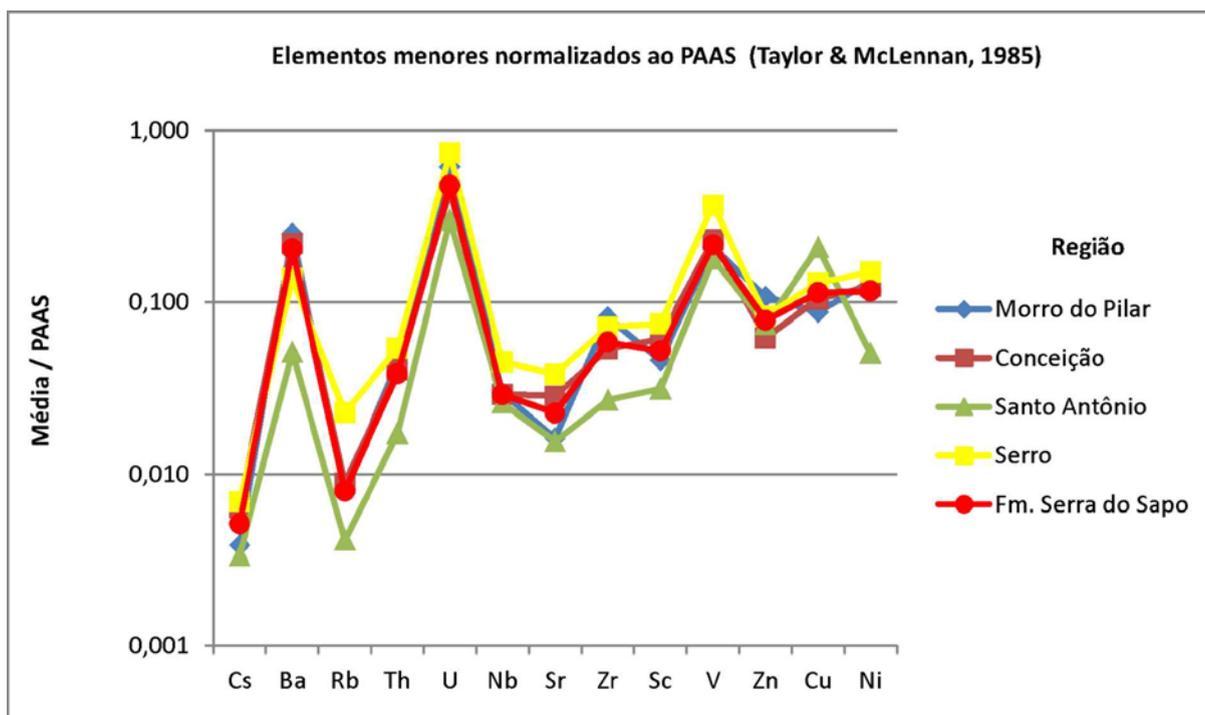


Figura III.5.4 – Médias de resultados analíticos de elementos menores normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985) por região.

Tabela III.5.4 – Valores médios de elementos menores normalizados ao PAAS por região.

Valores médios de elementos menores normalizados ao PAAS					
	Morro do Pilar	Conceição	Santo Antônio	Serro	Fm. Serra do Sapo
Cs	0,004	0,006	0,003	0,007	0,005
Ba	0,250	0,219	0,051	0,137	0,204
Rb	0,008	0,009	0,004	0,023	0,008
Th	0,044	0,040	0,017	0,054	0,038
U	0,613	0,446	0,301	0,738	0,478
Nb	0,030	0,029	0,026	0,045	0,029
Sr	0,016	0,028	0,015	0,038	0,023
Zr	0,082	0,053	0,027	0,072	0,059
Sc	0,046	0,061	0,031	0,075	0,052
V	0,208	0,231	0,178	0,367	0,216
Zn	0,108	0,062	0,075	0,083	0,078
Cu	0,087	0,104	0,208	0,130	0,114
Ni	0,132	0,124	0,050	0,149	0,116

Geoquímica de Elementos Terras Raras

Tabela III.5.5 – Síntese dos resultados de análises químicas para elementos Terras Raras.

	Santo Antônio					Serro			
	Média	Desvio Padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo		Média	Desvio Padrão	Valor Mínimo	Valor Máximo
La	2,67	1,23	0,70	3,70	La	6,17	5,76	0,60	24,80
Ce	4,30	2,46	1,20	7,10	Ce	11,61	12,13	1,30	51,90
Pr	0,50	0,29	0,13	0,80	Pr	1,42	1,28	0,18	5,46
Nd	2,30	1,00	1,00	3,30	Nd	6,11	4,89	0,50	19,40
Sm	0,47	0,29	0,05	0,77	Sm	1,23	0,88	0,20	3,32
Eu	0,23	0,13	0,02	0,37	Eu	0,48	0,30	0,08	1,25
Gd	0,72	0,32	0,22	1,09	Gd	1,46	0,93	0,26	3,82
Tb	0,12	0,06	0,04	0,22	Tb	0,23	0,15	0,05	0,62
Dy	0,74	0,33	0,17	1,13	Dy	1,55	0,93	0,45	4,04
Y	8,15	2,63	3,70	10,60	Y	12,52	7,72	2,90	33,80
Ho	0,20	0,08	0,05	0,27	Ho	0,36	0,22	0,11	0,95
Er	0,68	0,23	0,38	0,96	Er	1,18	0,75	0,28	3,07
Tm	0,10	0,04	0,05	0,14	Tm	0,17	0,11	0,05	0,44
Yb	0,57	0,15	0,31	0,68	Yb	1,21	0,77	0,34	3,12
Lu	0,10	0,04	0,04	0,13	Lu	0,19	0,12	0,04	0,48

Terras Raras normalizadas ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)

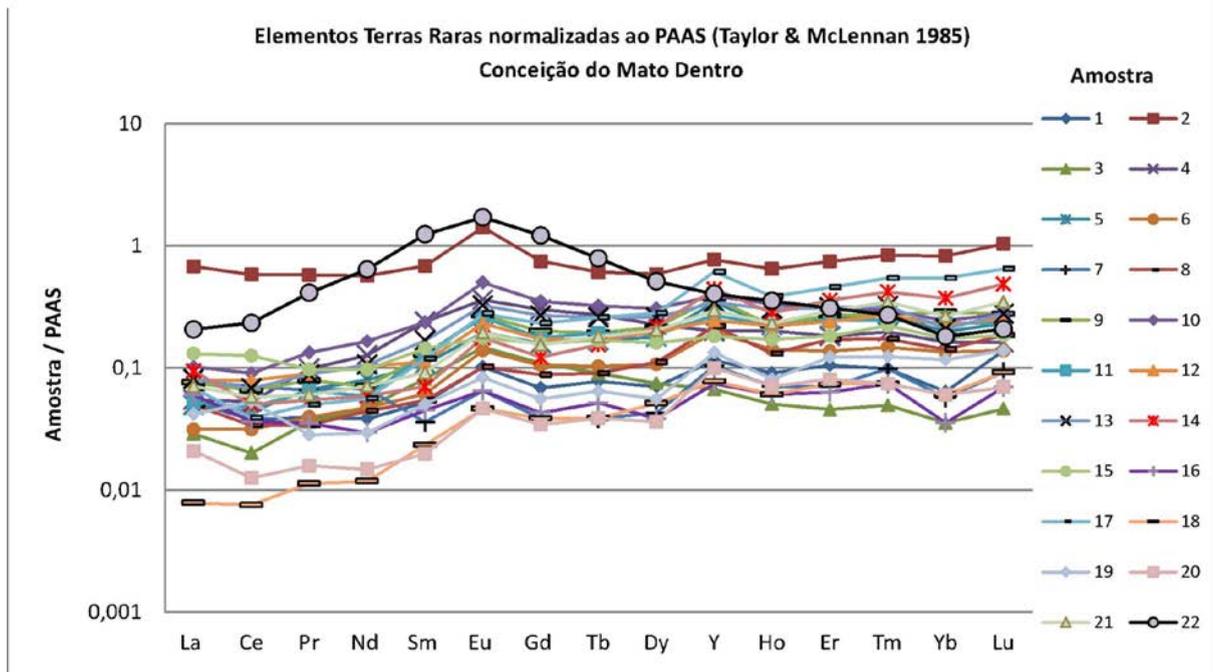
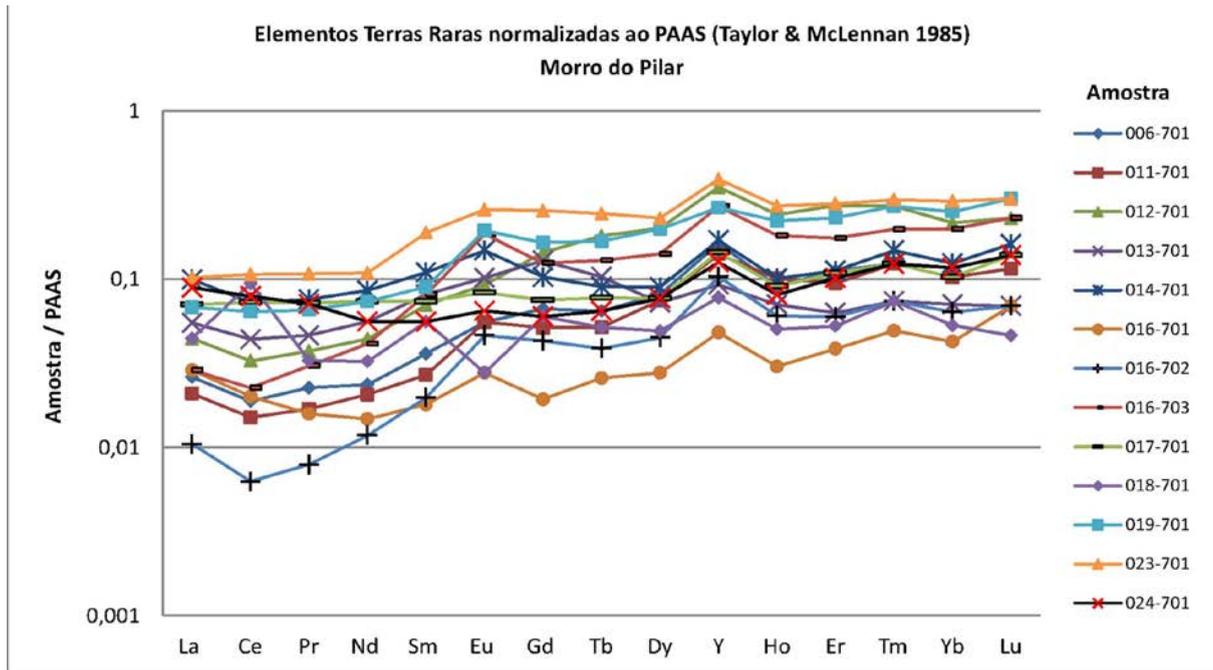


Figura III.5.5 – Gráficos de Terras Raras normalizadas ao PAAS por região amostrada.

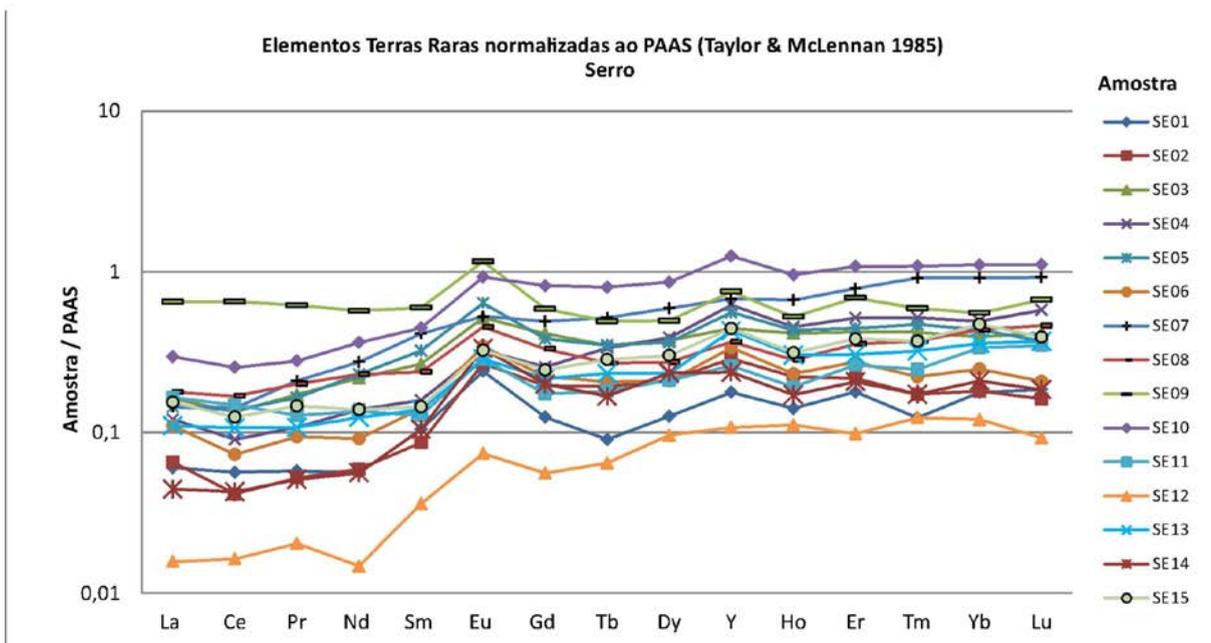
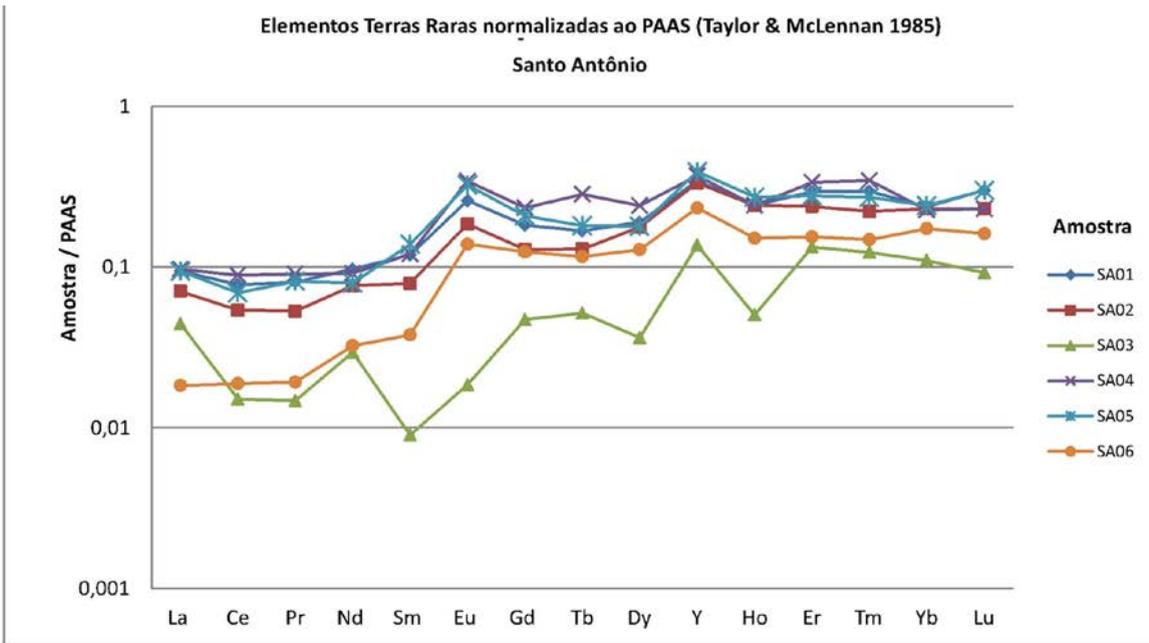


Figura III.5.5 –Gráficos de Terras Raras normalizadas ao PAAS por região (continuação).

Elementos Terras Raras normalizadas ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)

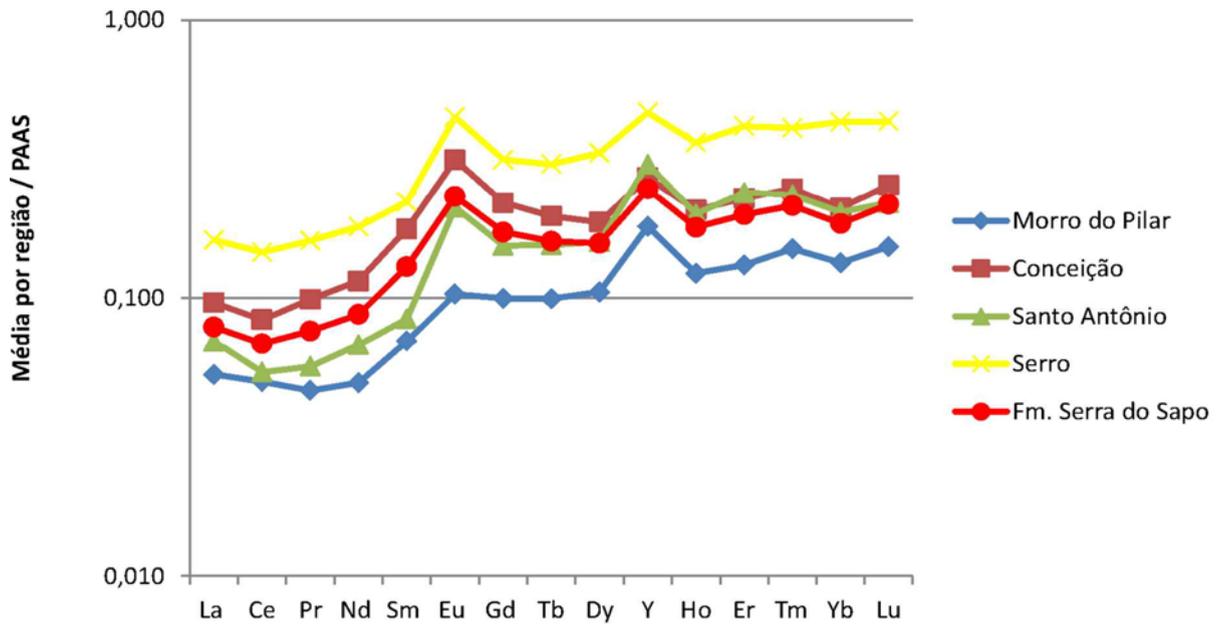


Figura III.5.6 - Gráficos de valores médios de Terras Raras normalizadas ao PAAS, todas as regiões. Valores listados na Tabela III.5.6

Tabela III.5.6 – Valores médios de elementos Terras Raras normalizados ao PAAS, por região.

Valores médios de Terras Raras					
	Morro do Pilar	Conceição	Santo Antônio	Serro	Fm. Serra do Sapo
La	0,053	0,096	0,070	0,161	0,079
Ce	0,050	0,083	0,054	0,146	0,069
Pr	0,046	0,099	0,057	0,161	0,076
Nd	0,049	0,115	0,068	0,180	0,087
Sm	0,070	0,177	0,084	0,222	0,129
Eu	0,103	0,313	0,211	0,447	0,232
Gd	0,100	0,220	0,154	0,314	0,172
Tb	0,099	0,197	0,155	0,302	0,160
Dy	0,105	0,187	0,159	0,332	0,157
Y	0,181	0,271	0,302	0,464	0,247
Ho	0,123	0,207	0,200	0,361	0,179
Er	0,131	0,228	0,239	0,414	0,199
Tm	0,150	0,247	0,235	0,408	0,214
Yb	0,134	0,210	0,203	0,429	0,185
Lu	0,153	0,254	0,219	0,431	0,217

Os dados normalizados ao PAAS mostram um enriquecimento das Terras Raras pesadas em relação as leves. Valores da razão $(Pr/Yb)_{SN}$ é usado para quantificar este enriquecimento (Tabela III.5.7).

Tabela III.5.7 – Razão Pr/Yb normalizados ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Media Pr/Yb PAAS	0,39	0,54	0,26	0,45	0,37	0,46
Mediana Pr/Yb PAAS	0,37	0,37	0,33	0,34	0,31	0,37
Limite inferior Pr/Yb PAAS	0,12	0,09	0,11	0,09	0,17	0,09
Limite superior Pr/Yb PAAS	0,70	2,28	0,40	2,28	1,12	2,28

Uma consistente anomalia positiva de Európio também é observada conforme valores da Tabela III.5.8.

Tabela III.5.8 – Anomalia de Európio normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Eu/Eu* PAAS Média	1,30	1,66	1,82	1,57	1,88	1,66
Eu/Eu* PAAS Mediana	1,25	1,68	1,95	1,64	1,82	1,69
Limite inferior Eu/Eu* PAAS	0,51	1,16	0,80	0,51	1,18	0,51
Limite superior Eu/Eu* PAAS	1,91	2,15	2,18	2,18	2,66	2,66
% anomalias de Európio negativas	15,38	0,00	16,67	7,32	0,00	5,36

As anomalias de Cério normalizado ao PAAS, calculadas segundo a fórmula $Ce/Ce^* = Ce / (0,5 \cdot La + 0,5 \cdot Pr)$, variam conforme a Tabela III.5.9.

Tabela III.5.9 – Anomalia de Cério normalizado ao PAAS (Taylor & McLennan 1985)

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Média Ce/Ce* PAAS	1,24	1,00	1,41	1,14	1,02	1,11
Mediana Ce/Ce* PAAS	1,98	0,94	0,87	1,01	0,98	1,02
Limite inferior Ce/Ce* PAAS	0,87	0,68	0,51	0,51	0,63	0,51
Limite superior Ce/Ce* PAAS	2,83	1,95	3,11	3,11	1,41	3,11

Amostras com anomalias verdadeiras de Cério devem também apresentar anomalias positivas de Praseodímio. A Tabela III.5.10 e a Figura III.5.7 mostram as amostras com anomalias negativas verdadeiras de Cério.

Tabela III.5.10. Percentual de anomalias negativas e positivas verdadeiras de Cério por região.

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	Serro	Todos os dados
Ce/Ce* Negativas Verdadeiras	2	14	2	9	27
Percentual Negativas	15,38	63,64	33,33	60,00	48,21
Ce/Ce* Positivas Verdadeiras	11	8	3	5	27
Percentual Positivas	84,62	36,36	50,00	33,33	48,21
Total de amostras	13	22	6	15	56

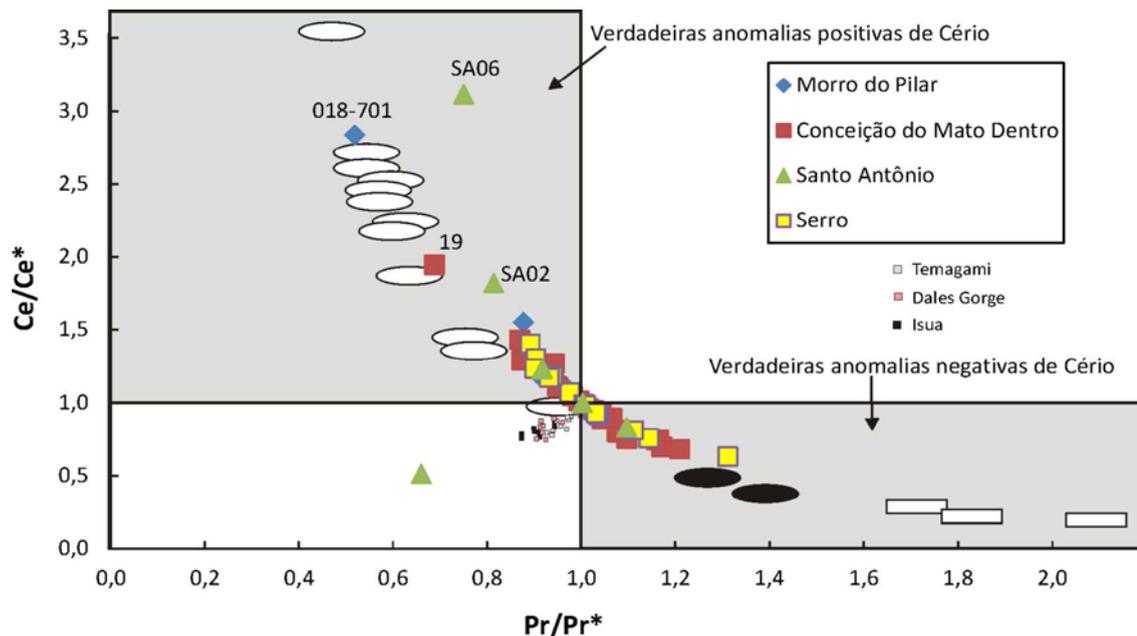


Figura III.5.7 – Gráfico da relação entre Ce/Ce^*_{SN} e Pr/Pr^*_{SN} usado para definir anomalias verdadeiras de Cério (Bau & Dulski 1996). As áreas cinza são as regiões de anomalias verdadeiras de Cério. Foram colocados no gráfico dados de águas superficiais de oceanos modernos (elipses negras); crostas hidrogenéticas ferro-manganesianas (elipses brancas) e águas profundas de oceanos modernos (retângulos brancos) conforme Kato *et al.* 2006. Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga), Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação com BIFs arqueanas e do final do Paleoproterozoico (Pecoits 2010).

As anomalias de Ítrio normalizadas ao PAAS variam conforme a Tabela III.5.11. São notoriamente positivas com exceção de duas amostras em Conceição do Mato Dentro.

Tabela III.5.11 – Valores das anomalias de Ítrio normalizadas ao PAAS.

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Y/Y* PAAS Média	1,63	1,45	1,88	1,57	1,33	1,51
Y/Y* PAAS Mediana	1,60	1,41	1,63	1,59	1,33	1,51
Limite inferior Y/Y* PAAS	1,27	0,93	1,53	0,93	1,04	0,93
Limite superior Y/Y* PAAS	1,97	1,96	3,16	3,16	1,60	3,16

Terras Raras normalizadas ao Condrito (Taylor & McLennan 1985)

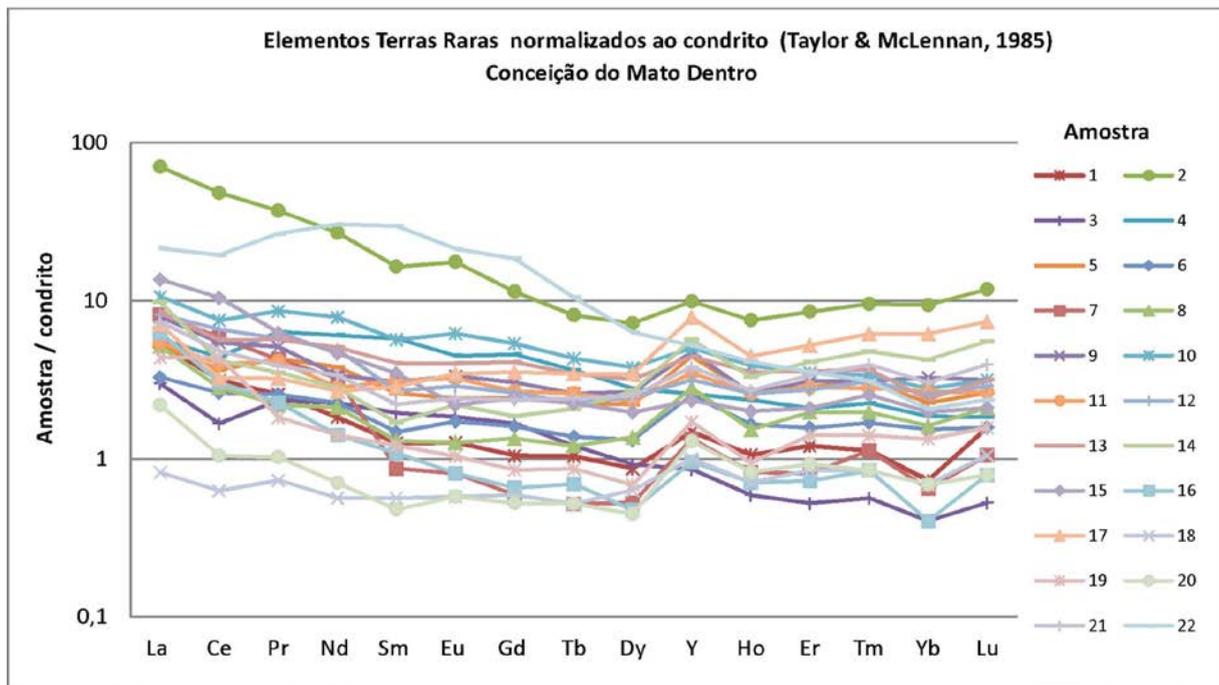
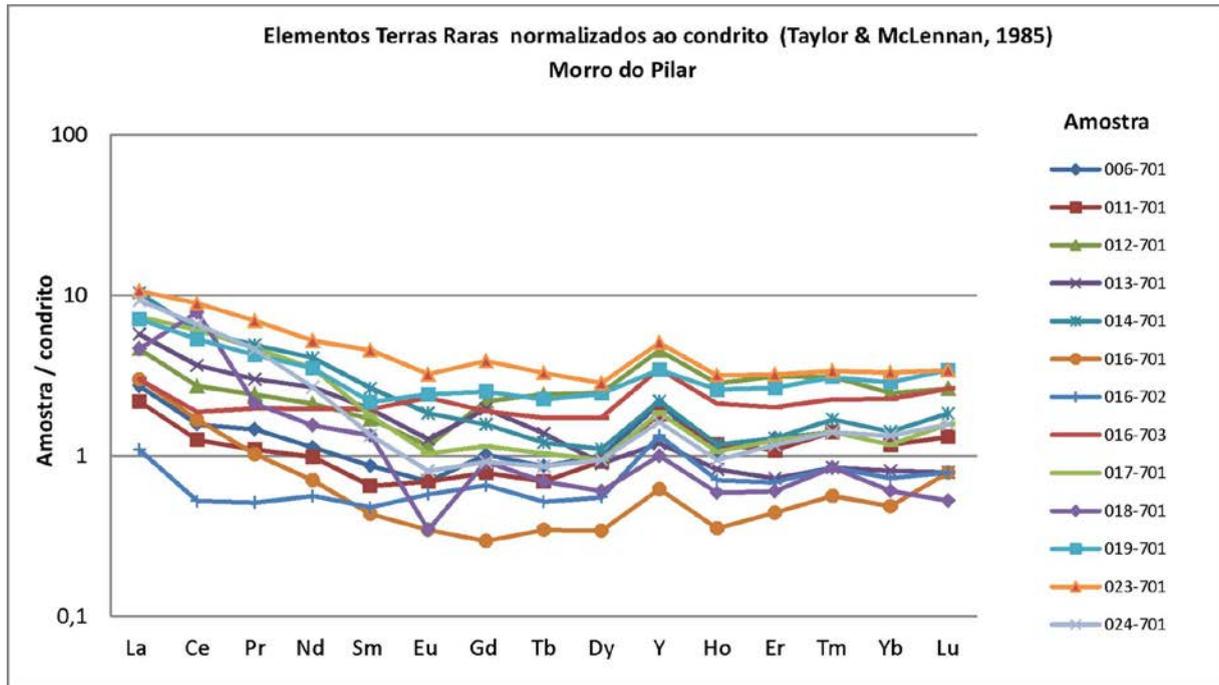


Figura III.5.8 – Valores de Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) por região.

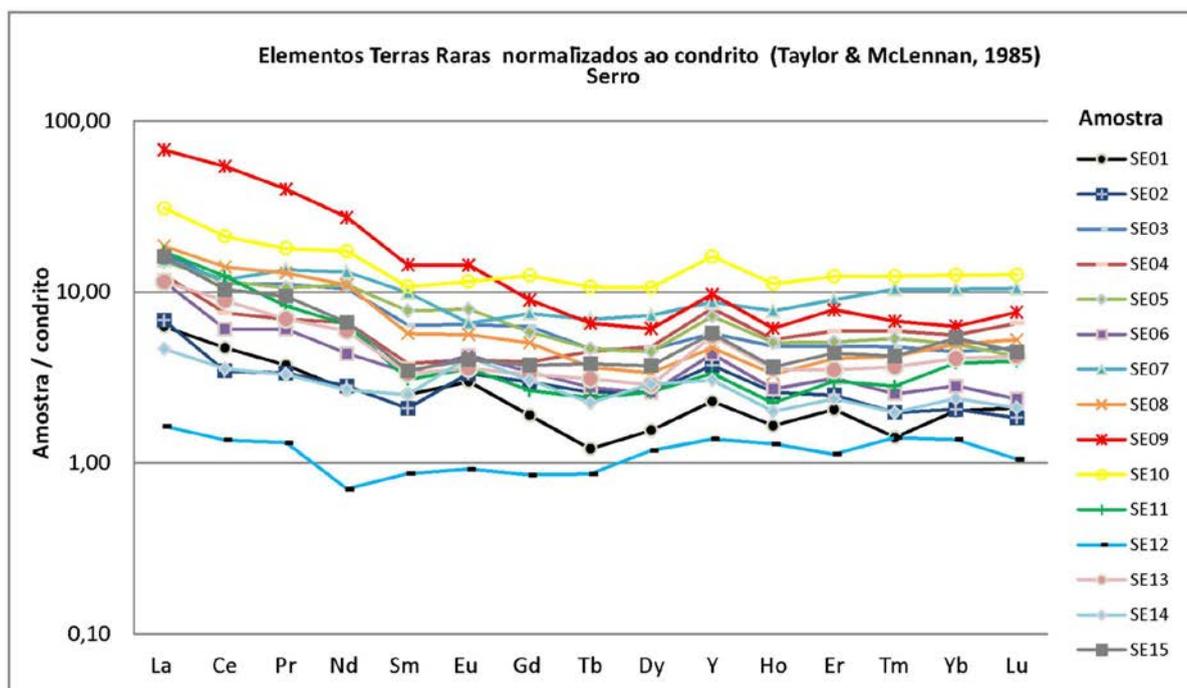
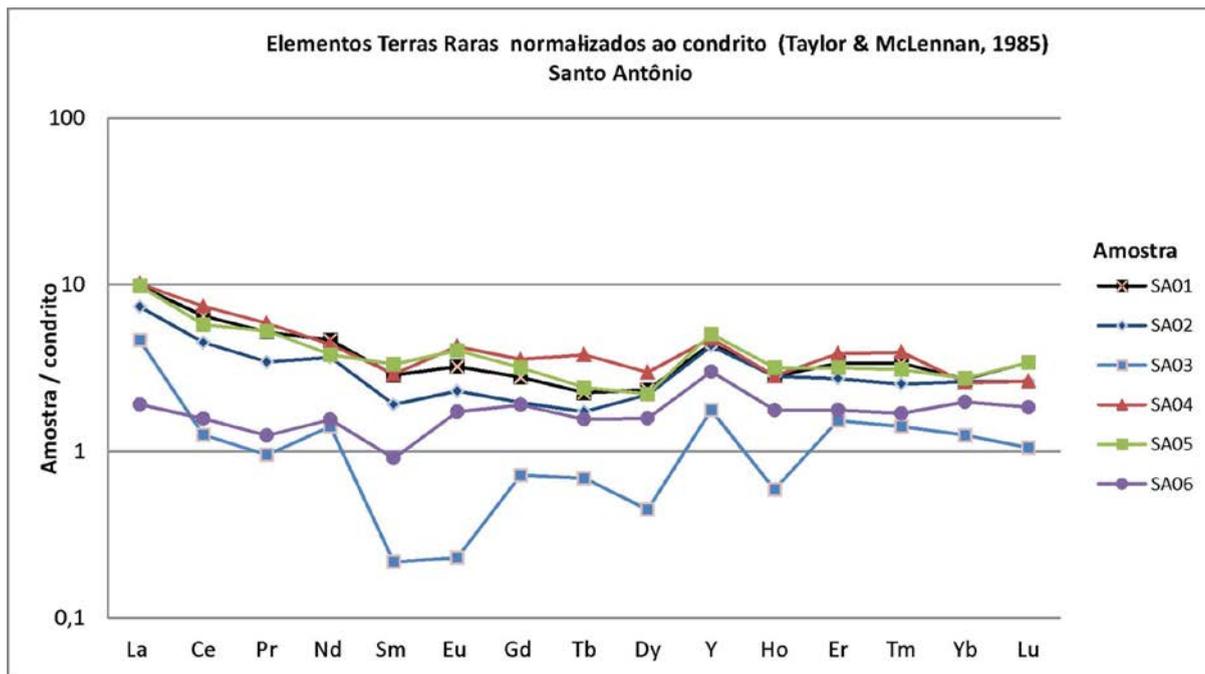


Figura III.5.8 - Valores de Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) por região (continuação).

Tabela III.5.12 – Valores médios de elementos Terras raras normalizadas ao condrito condrito (Taylor & McLennan 1985)

Valores médios de elementos Terras Raras normalizados ao condrito					
	Morro do Pilar	Conceição	Santo Antônio	Serro	Fm. Serra do Sapo
La	5,51	9,46	7,27	16,80	10,49
Ce	4,16	6,35	4,49	12,14	7,42
Pr	2,99	5,41	3,65	10,35	6,36
Nd	2,36	4,29	3,23	8,59	5,35
Sm	1,68	3,03	2,02	5,33	3,70
Eu	1,28	3,06	2,62	5,55	3,59
Gd	1,52	2,63	2,35	4,78	3,20
Tb	1,33	2,25	2,07	4,03	2,64
Dy	1,29	2,11	1,95	4,08	2,50
Y	2,32	3,40	3,88	5,96	3,92
Ho	1,43	2,33	2,33	4,21	2,65
Er	1,50	2,57	2,74	4,74	2,94
Tm	1,71	2,80	2,67	4,64	3,03
Yb	1,52	2,41	2,31	4,88	2,85
Lu	1,74	2,91	2,49	4,90	3,12

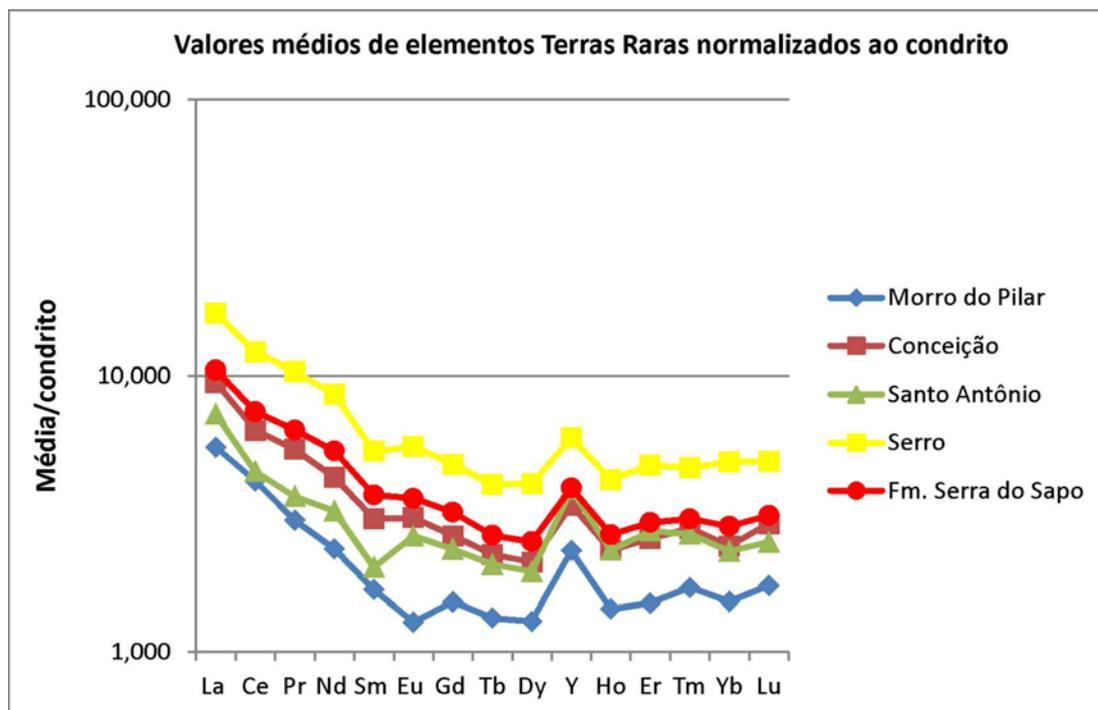


Figura III.5.9 - Valores médios de elementos Terras Raras normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan 1985) para todas as regiões.

Anomalias de Európio normalizadas ao condrito variam conforme a Tabela III.5.13.

Tabela III.5.13 – Anomalia de Európio normalizado ao condrito (Taylor & McLennan 1985).

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Eu/Eu* Condrito Média	0,83	1,05	1,21	1,01	1,20	1,06
Eu/Eu* Condrito Mediana	0,80	1,07	1,29	1,06	1,13	1,09
Limite inferior Eu/Eu* Condrito	0,31	0,71	0,62	0,31	0,73	0,31
Limite superior Eu/Eu* Condrito	1,23	1,29	1,54	1,54	1,71	1,71

A razão Pr/Yb é usada para ver a relação entre elementos Terras Raras leves representado pelo Pr e os elementos Terras Raras pesadas, representado pelo Yb (Tabela III.5.14).

Tabela III.5.14 – Razão Pr/Yb normalizados ao Condrito (Taylor & McLennan 1985)

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Media Pr/Yb CN	2,20	3,06	1,47	2,55	2,07	2,42
Mediana Pr/Yb CN	2,10	2,09	1,61	1,92	1,76	1,88
Limite inferior Pr/Yb CN	0,70	0,52	0,63	0,52	0,96	0,52
Limite superior Pr/Yb CN	3,99	12,92	2,26	12,92	6,34	12,92

Tabela III.5.15 – Síntese de valores de anomalias e razões de Terras Raras por amostra, normalizadas ao PAAS (Taylor & McLennan 1985).

Amostra	006-701	011-701	012-701	013-701	014-701	016-701	016-702	016-703	017-701	018-701	019-701	023-701	024-701	1	2	3	4	5
La/La*	1,261	2,167	1,884	2,021	1,759	1,594	56,989	3,152	1,010	1,323	1,373	0,977	0,873	1,240	1,143	2,010	1,312	1,208
Gd/Gd*	1,206	1,183	0,996	1,341	1,063	0,830	1,320	1,098	0,984	1,132	1,161	1,125	0,974	0,993	1,185	1,253	1,152	1,071
Ce/Ce*	0,868	1,131	1,071	1,194	1,101	1,185	1,549	1,139	1,023	2,835	1,112	1,007	0,913	0,921	0,993	0,795	0,751	0,814
Pr/Pr*	1,067	0,951	0,972	0,928	0,958	0,910	0,877	0,957	0,989	0,519	0,953	0,997	1,055	1,043	1,003	1,077	1,097	1,081
Eu/Eu*	1,222	1,580	0,867	1,152	1,432	1,348	1,776	1,910	1,110	0,510	1,679	1,248	1,103	1,681	2,153	1,760	1,444	1,521
Y/Y*	1,895	1,602	1,588	1,292	1,787	1,659	1,968	1,676	1,722	1,562	1,268	1,560	1,598	1,423	1,251	1,065	0,934	1,716
Pr/Yb	0,220	0,165	0,173	0,655	0,611	0,373	0,124	0,154	0,705	0,617	0,261	0,370	0,610	0,621	0,696	1,022	0,604	0,336
Sm/Yb	0,690	0,517	0,639	2,250	1,743	0,833	0,611	0,804	1,414	2,067	0,704	1,280	0,939	1,611	1,627	4,500	2,891	1,071
Y/Ho	48,889	38,000	39,583	35,714	46,000	43,333	46,667	40,556	43,333	42,000	32,727	39,259	42,500	34,444	32,500	36,000	27,000	42,273
ΣETR+Y	9,700	8,250	19,710	12,500	20,410	5,320	5,240	15,280	17,610	13,980	22,350	33,580	17,510	11,530	135,080	8,280	22,590	22,210
ΣETR Leves	3,760	3,060	6,620	8,470	13,940	3,470	1,530	5,220	12,140	10,930	11,490	18,380	12,610	7,050	101,700	5,230	13,190	9,500
ETR Pesadas +Y	5,940	5,190	13,090	4,030	6,470	1,850	3,710	10,060	5,470	3,050	10,860	15,200	4,900	4,480	33,380	3,050	9,400	12,710
TRL/ (TRP+Y)	0,633	0,590	0,506	2,102	2,155	1,876	0,412	0,519	2,219	3,584	1,058	1,209	2,573	1,574	3,047	1,715	1,403	0,747

Amostra	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	SA01	SA02
La/La*	1,281	1,280	3,704	0,789	1,448	0,692	1,268	1,542	2,090	1,343	1,300	1,820	0,757	1,615	1,159	1,837	4,749	2,025	11,236
Gd/Gd*	1,175	1,020	1,122	1,160	1,196	1,019	1,149	1,174	0,963	0,992	0,867	1,091	1,146	0,931	1,056	1,020	1,299	1,202	1,142
Ce/Ce*	0,979	1,107	1,431	0,744	0,886	0,681	1,046	0,963	1,011	1,289	0,895	0,893	0,695	1,945	0,741	1,173	1,268	1,227	1,815
Pr/Pr*	1,009	0,951	0,869	1,165	1,045	1,210	0,981	1,015	0,995	0,874	1,065	1,049	1,171	0,688	1,161	0,934	0,944	0,918	0,814
Eu/Eu*	1,848	1,755	1,542	1,794	1,889	1,718	1,777	1,641	1,791	1,157	1,372	1,684	1,625	1,512	1,776	1,604	1,572	1,919	1,934
Y/Y*	1,582	1,829	1,804	1,692	1,214	1,319	1,162	1,227	1,761	1,094	1,496	1,842	1,391	1,957	1,870	1,362	0,935	1,593	1,589
Pr/Yb	0,294	0,158	0,240	0,276	0,546	0,276	0,400	0,422	0,146	0,561	0,990	0,092	0,188	0,242	0,263	0,226	2,279	0,338	0,231
Sm/Yb	0,895	1,250	0,750	0,877	1,899	1,091	0,984	1,576	0,371	1,633	2,500	0,431	0,765	0,848	0,647	0,680	13,471	0,985	0,677
Y/Ho	37,857	40,000	45,385	45,455	31,818	33,182	30,000	31,000	42,500	28,824	33,333	43,421	35,000	45,000	38,571	34,783	31,143	38,750	37,500
ΣETR+Y	13,540	15,470	14,880	26,320	35,690	20,300	24,670	28,150	27,000	28,020	9,650	31,800	4,640	12,460	6,190	22,870	82,070	27,920	23,000
ΣETR Leves	6,140	11,750	6,810	12,200	19,730	9,370	14,460	14,160	10,660	20,150	6,830	9,000	1,580	7,420	2,600	10,950	60,560	14,750	10,710
ETR Pesadas +Y	7,400	3,720	8,070	14,120	15,960	10,930	10,210	13,990	16,340	7,870	2,820	22,800	3,060	5,040	3,590	11,920	21,510	13,170	12,290
TRL/ (TRP+Y)	0,830	3,159	0,844	0,864	1,236	0,857	1,416	1,012	0,652	2,560	2,422	0,395	0,516	1,472	0,724	0,919	2,815	1,120	0,871

Amostra	SA03	SA04	SA05	SA06	SE01	SE02	SE03	SE04	SE05	SE06	SE07	SE08	SE09	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15
La/La*	3,001	1,089	1,104	2,567	0,984	1,709	2,033	2,648	4,435	1,109	1,836	1,261	0,914	2,686	1,466	0,496	1,466	1,091	0,959
Gd/Gd*	1,256	1,016	1,247	1,377	1,309	1,233	1,281	0,921	1,123	1,207	1,019	1,270	1,117	1,198	1,064	1,011	1,075	1,357	1,028
Ce/Ce*	0,509	0,994	0,828	3,111	0,951	0,917	1,067	1,182	1,405	0,755	0,981	0,986	0,981	1,306	1,233	0,628	1,170	0,931	0,810
Pr/Pr*	0,661	1,003	1,096	0,751	1,026	1,037	0,976	0,939	0,892	1,144	1,007	1,006	1,010	0,904	0,901	1,312	0,933	1,032	1,111
Eu/Eu*	0,802	1,961	2,123	2,180	2,411	2,203	1,765	1,493	1,929	2,110	1,181	1,823	2,056	1,643	1,974	1,629	1,691	2,657	1,702
Y/Y*	3,158	1,532	1,737	1,669	1,330	1,333	1,129	1,476	1,403	1,527	1,076	1,319	1,474	1,374	1,286	1,037	1,604	1,166	1,447
Pr/Yb	0,134	0,399	0,338	0,111	0,326	0,288	0,437	0,218	0,376	0,379	0,229	0,460	1,118	0,252	0,380	0,169	0,300	0,244	0,310
Sm/Yb	0,161	1,047	1,132	0,429	1,160	0,941	1,333	0,633	1,455	1,114	0,888	1,073	2,128	0,795	0,747	0,588	0,762	0,983	0,602
Y/Ho	74,000	41,667	39,259	42,000	34,286	35,455	29,268	37,333	35,116	39,565	27,727	35,357	39,038	35,579	36,842	26,364	38,667	37,647	38,710
ΣETR+Y	9,060	30,260	28,170	12,610	17,370	20,370	46,870	42,520	50,360	28,250	60,930	47,380	136,440	100,080	35,930	7,340	35,280	18,450	40,760
ΣETR Leves	4,100	15,740	13,640	3,830	10,050	9,030	27,860	18,680	28,230	15,080	30,910	31,580	106,130	49,740	24,850	2,860	18,930	8,390	22,940
ETR Pesadas +Y	4,960	14,520	14,530	8,780	7,320	11,340	19,010	23,840	22,130	13,170	30,020	15,800	30,310	50,340	11,080	4,480	16,350	10,060	17,820
TRL/ (TRP+Y)	0,827	1,084	0,939	0,436	1,373	0,796	1,466	0,784	1,276	1,145	1,030	1,999	3,501	0,988	2,243	0,638	1,158	0,834	1,287

Análise da contaminação por material clástico continental

A contaminação por material clástico de origem continental modifica a composição original de elementos traços dos sedimentos autigênicos. Por exemplo, pequenas quantidades de material clástico resulta em teores elevados e correlatos de elementos incompatíveis, incluindo Th, Hf, Zr, Sc, etc. e em um enriquecimento de elementos sensíveis ao estado de oxirredução como Ce e U. Desta forma, é essencial investigar a existência de contaminação clástica, de maneira a certificar que a assinatura química original dos precipitados químicos não foi alterada significativamente. Teores absolutos elevados, isto é, próximos aos teores médios da crosta ou dos padrões de xisto, de elementos caracteristicamente de crosta continental como Al_2O_3 , Ti_2O , Zr, Th, Sc e Hf, (elementos litófilos) indicam contaminação por detritos continentais (Figura III.5.10). Valores normalizados ao PAAS destes elementos litófilos servem como parâmetros de contaminação por detritos clásticos (Figura III.5.1)

As baixas concentrações de alguns elementos (Al, Ti, Zr, Hf, Y e Th), que ocorrem em níveis de concentração muito baixos na água do mar, encontradas nas formações ferríferas bandadas demonstram que elas são de origem puramente química e que a contaminação clástica presente neles é mínima, apontando para um ambiente deposicional de formações ferríferas bandadas em uma bacia faminta por sedimentos clásticos (Figuras III.5.2 e III.5.3).

Uma forma adicional de estudar a contaminação clástica é pela análise da variação conjunta destes elementos incompatíveis por meio de gráficos de co-variação do tipo Hf vs Zr e Th vs Zr; variações positivamente correlatas indicam contaminação (Figura III.5.11 e Tabela III.5.17).

Outra forma de avaliação da contaminação detrítica é a correlação entre elementos litófilos e o conteúdo de Terras Raras. Desta forma pode-se avaliar se o conteúdo de Terras Raras foi alterado por contribuições detríticas (Figura III.5.12). A Tabela III.5.17 mostra a correlação entre todos os elementos químicos analisados permitindo verificar as correlações positivas existentes.

Estudos micro-petrográficos e por difração de raios X também podem detectar contaminação clástica por meio da identificação de minerais de origem tipicamente continental como zircão e monazita.

Por outro lado, a falta de correlação entre as concentrações de elementos litófilos e a razão Y/Ho tem sido usada como um argumento contra a contaminação clástica (Bolhar *et al.* 2004). Materiais crustais (clásticos) tem um valor constante da razão Y/Ho em torno de 26, a água do mar mostra razões Y/Ho maiores que 44 (Bau & Dulski 1999). Assim, qualquer contaminação clástica leva a valores de Y/Ho menores que 44 e a correlações negativas entre os elementos litófilos e esta razão.

Um forma de visualização destas variações na razão Y/Ho provocadas por contaminações crustais é o gráfico Y/Ho vs Ce/Ce* (Figura III.5.13) onde a linha com valor Y/Ho = 27 demarca o campo dos xistos (Pecoits 2010). De forma geral formações ferríferas bandadas com uma contribuição siliciclástica significativa tendem a ter um padrão de Terras Raras plano, semelhante ao padrão do PAAS (Bau *et al.* 1996; Bau 1999). Os valores da razão Y/Ho das amostras analisadas variam conforme Tabela III.5.16 e a Figura III.5.13.

Relação entre os elementos Sm e Eu normalizados ao condrito também é usada para avaliar a contribuição detrítica para uma bacia sedimentar (Figura III.5.14)

Tabela III.5.16 – Valores da razão Y/Ho.

Região	Morro do Pilar	Conceição do Mato Dentro	Santo Antonio	MP + CMD + SA	Serro	Todos os dados
Y/Ho Média	41,43	36,34	39,36	38,40	35,13	37,57
Y/Ho Mediana	42,00	34,89	39,00	37,75	35,58	37,86
Limite inferior Y/Ho	32,73	27,00	37,00	27,00	26,36	26,36
Limite superior Y/Ho	48,89	45,45	42,00	48,89	39,57	48,89

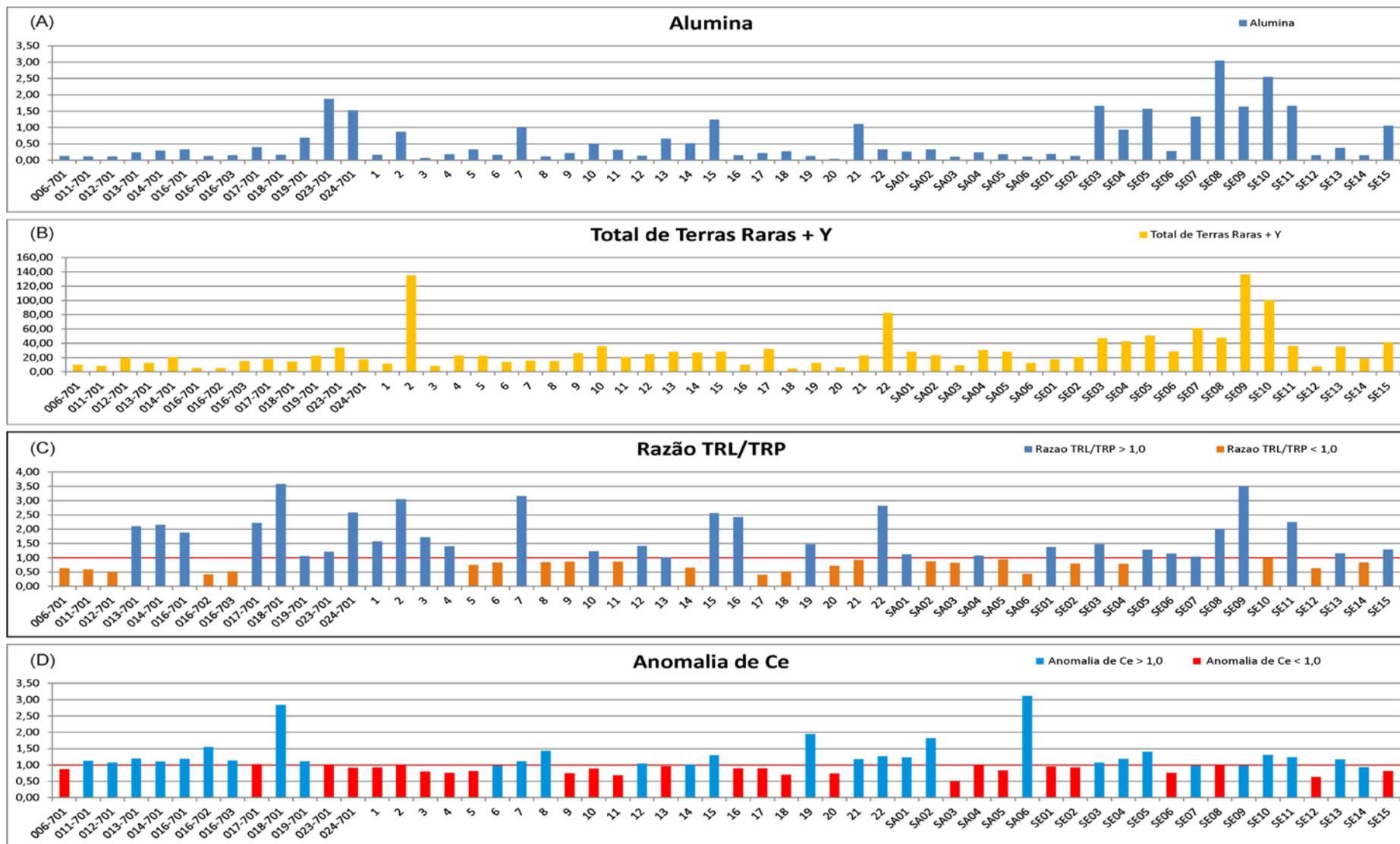


Figura III.5.10 – (A) Conteúdo de alumina (Al_2O_3 - % em peso) por amostra. Conteúdos de Al_2O_3 maiores que 1,5% podem indicar contaminação das BIFs por material detrítico. (B) Conteúdo total de elementos Terras Raras. (C) Razão entre os conteúdos de Terras Raras Leves (TRL) e Terras Raras Pesadas (TRP). (D) Valor da anomalia de Ce. Os 4 gráficos são colocados lado a lado nesta figura para facilitar a visualização das relações entre a contaminação detrítica, o conteúdo total de Terras Raras, a partição entre Terras Raras leves e pesadas e a anomalia de Ce. Veja o texto para discussões.

Tabela III.5.17 - Tabela de correlação de Pearson entre elementos químicos (BIFs da Fm. Serra do Sapo de Conceição do Mato Dentro, Morro do Pilar e Santo Antônio). As maiores correlações estão assinaladas.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	Na	Mg	Al	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Be	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
SiO2	1.00	-0.05	-0.46	-0.25	-0.53	-0.35	0.02	-0.07	-0.03	-0.41	-0.12	0.02	-0.53	-0.05	-0.07	-0.35	-0.03	-0.25	-0.46	-0.03	-0.09	-0.08	-0.12	0.06	-0.08	-0.07	-0.12	-0.02	-0.08	-0.13	-0.08	-0.01	0.20	-0.05	-0.29	-0.10	0.01	-0.09	0.03	0.07	0.03	0.04	-0.21	0.01	-0.06	-0.40	-0.18	0.03	-0.01	-0.11	-0.06	-0.05	-0.03	-0.14	-0.08	-0.10	-0.12	-0.19	-0.14	-0.17	-0.16	-0.16	-0.16			
Al2O3	-0.05	1.00	-0.49	0.11	0.39	0.13	0.45	0.95	0.67	0.07	0.74	0.45	0.39	1.00	0.95	0.13	0.67	0.11	-0.49	0.42	0.99	0.91	0.85	0.86	0.77	0.81	0.98	0.71	0.76	0.86	0.44	0.69	0.61	0.58	0.86	0.02	0.81	-0.08	0.39	0.70	0.73	0.66	0.22	0.02	-0.05	0.39	0.18	0.67	0.54	-0.07	0.33	0.43	0.43	0.41	0.40	0.43	0.52	0.56	0.26	0.53	0.51	0.55	0.58	0.58		
Fe2O3	-0.46	-0.49	1.00	-0.06	-0.48	-0.54	-0.41	-0.48	-0.38	-0.05	-0.23	-0.41	-0.48	-0.49	-0.48	-0.54	-0.38	-0.06	-1.00	-0.05	-0.04	-0.36	-0.34	-0.49	-0.53	-0.48	-0.22	-0.41	-0.53	-0.38	-0.54	-0.39	-0.44	-0.33	-0.11	-0.27	0.14	-0.30	-0.26	-0.58	-0.38	0.05	0.05	-0.29	-0.45	-0.27	-0.49	0.27	-0.32	-0.32	-0.35	-0.34	-0.33	-0.36	-0.41	-0.43	-0.32	-0.40	-0.35	-0.36	-0.34	-0.26				
MnO	-0.25	0.11	-0.06	1.00	0.31	0.21	0.17	0.06	0.16	0.31	0.01	0.17	0.31	0.11	0.06	0.21	0.16	1.00	-0.06	-0.04	0.10	0.11	0.08	0.10	0.25	0.44	0.15	-0.01	0.30	0.13	0.21	0.26	0.23	-0.03	-0.04	0.03	-0.03	0.04	0.03	-0.03	0.04	0.17	0.36	0.15	0.29	0.18	0.32	0.31	0.28	0.24	0.23	0.25	0.27	0.26	0.29	0.29	0.30	0.31	0.31							
MgO	-0.53	0.39	-0.48	0.31	1.00	0.98	0.26	0.43	0.26	0.44	0.28	0.26	1.00	0.39	0.43	0.86	0.26	0.31	-0.48	0.01	0.38	0.27	0.35	0.36	0.29	0.46	0.39	0.27	0.31	0.48	0.39	0.33	0.27	0.13	0.28	0.41	0.29	-0.14	0.38	0.12	0.37	0.26	-0.18	0.21	-0.06	0.26	0.83	0.34	0.38	-0.29	0.36	0.31	0.33	0.30	0.26	0.27	0.34	0.39	0.42	0.44	0.42	0.40	0.39	0.37	0.30	
CaO	-0.35	0.13	-0.54	0.21	0.86	1.00	0.31	0.12	0.26	0.39	-0.04	0.31	0.86	0.13	0.12	1.00	0.26	0.21	-0.54	-0.13	0.10	0.12	0.05	0.03	0.21	0.32	0.17	-0.03	0.09	0.24	0.50	0.31	0.28	0.07	-0.06	0.38	-0.05	-0.13	0.19	-0.07	0.34	0.27	-0.17	0.01	-0.04	0.17	0.85	0.05	0.31	-0.23	0.40	0.32	0.37	0.37	0.32	0.31	0.40	0.43	0.45	0.51	0.45	0.42	0.40	0.35	0.27	
Na2O	0.02	0.45	-0.41	0.17	0.26	0.31	1.00	0.31	0.64	0.23	0.04	1.00	0.26	0.45	0.31	0.31	0.64	0.17	-0.41	0.10	0.10	0.12	0.05	0.18	0.11	0.64	0.60	0.56	0.02	0.47	0.68	0.63	0.57	0.59	0.50	0.02	0.11	0.62	0.11	0.64	0.56	0.33	0.15	-0.04	0.88	0.30	0.61	0.29	-0.19	0.43	0.49	0.52	0.51	0.49	0.52	0.54	0.60	0.62	0.40	0.58	0.56	0.55	0.58	0.50		
K2O	-0.07	0.95	-0.48	0.06	0.43	0.12	0.31	1.00	0.45	0.04	0.73	0.31	0.43	0.95	1.00	0.12	0.45	0.06	-0.48	0.42	0.94	0.76	0.81	0.88	0.62	0.76	0.88	0.69	0.79	0.88	0.21	0.50	0.39	0.57	0.95	0.02	0.83	-0.08	0.40	0.70	0.55	0.45	0.23	0.04	-0.05	0.34	0.21	0.67	0.51	-0.09	0.22	0.28	0.27	0.24	0.24	0.22	0.28	0.37	0.42	0.21	0.40	0.39	0.43	0.46	0.43	
TiO2	-0.03	0.67	-0.38	0.16	0.26	0.26	0.64	0.45	1.00	0.21	0.23	0.64	0.26	0.67	0.45	0.26	1.00	0.16	-0.38	0.17	0.62	0.86	0.40	0.31	0.87	0.71	0.77	0.21	0.29	0.48	0.93	0.85	0.97	0.32	0.27	-0.01	0.25	-0.10	0.23	0.37	0.87	0.98	0.06	0.03	-0.04	0.33	0.17	0.28	0.37	-0.12	0.54	0.70	0.71	0.71	0.67	0.75	0.67	0.72	0.73	0.34	0.67	0.63	0.63	0.65	0.59	
P2O5	-0.41	0.07	-0.05	0.31	0.44	0.39	0.23	0.04	0.21	1.00	-0.04	0.23	0.44	0.07	0.04	0.39	0.21	0.31	-0.05	-0.15	0.06	0.07	0.03	0.10	0.16	0.29	0.11	-0.03	-0.03	0.10	0.30	0.26	0.26	0.13	-0.05	0.28	-0.05	-0.09	0.13	0.13	0.27	0.25	-0.17	0.17	-0.06	0.07	0.39	0.06	0.32	-0.26	0.52	0.41	0.46	0.44	0.37	0.45	0.49	0.52	0.54	0.70	0.59	0.58	0.53	0.48	0.41	
Cr2O3	-0.12	0.74	-0.23	-0.01	0.28	-0.04	0.04	0.73	0.23	-0.04	1.00	0.04	0.28	0.74	0.73	-0.04	0.23	-0.01	-0.23	0.42	0.81	0.60	0.54	0.02	0.34	0.17	0.44	0.78	-0.03	0.98	-0.01	0.17	0.59	0.38	0.21	0.07	-0.02	-0.02	0.12	0.02	0.56	0.37	0.02	0.06	0.10	0.09	0.07	0.08	0.06	0.12	0.19	0.23	0.10	0.23	0.23	0.27	0.30	0.30								
Na	0.02	0.45	-0.41	0.17	0.26	0.31	1.00	0.31	0.64	0.23	0.04	1.00	0.26	0.45	0.31	0.31	0.64	0.17	-0.41	0.03	0.42	0.52	0.18	0.11	0.64	0.60	0.56	0.02	0.47	0.68	0.63	0.57	0.59	0.50	0.02	0.10	0.29	-0.12	0.02	-0.11	0.62	0.11	0.60	0.56	0.33	0.15	-0.04	0.88	0.30	0.61	0.29	-0.19	0.43	0.49	0.52	0.51	0.49	0.52	0.54	0.60	0.62	0.40	0.58	0.56	0.55	0.58
Mg	-0.53	0.39	-0.48	0.31	1.00	0.98	0.26	0.43	0.26	0.44	0.28	0.26	1.00	0.39	0.43	0.86	0.26	0.31	-0.48	0.01	0.38	0.27	0.35	0.36	0.29	0.46	0.39	0.27	0.31	0.48	0.39	0.33	0.27	0.13	0.28	0.41	0.29	-0.14	0.38	0.12	0.37	0.26	-0.18	0.21	-0.06	0.26	0.83	0.34	0.38	-0.29	0.36	0.31	0.33	0.30	0.26	0.27	0.34	0.39	0.42	0.44	0.42	0.40	0.39	0.37	0.30	
Al	-0.05	1.00	-0.49	0.11	0.39	0.13	0.45	0.95	0.67	0.07	0.74	0.45	0.39	1.00	0.95	0.13	0.67	0.11	-0.49	0.42	0.99	0.91	0.85	0.86	0.77	0.81	0.98	0.71	0.76	0.86	0.44	0.69	0.61	0.58	0.86	0.02	0.81	-0.08	0.39	0.70	0.73	0.66	0.22	0.02	-0.05	0.39	0.18	0.67	0.54	-0.07	0.33	0.43	0.41	0.40	0.40	0.43	0.52	0.56	0.26	0.53	0.51	0.55	0.58	0.54		
K	-0.07	0.95	-0.48	0.06	0.43	0.12	0.31	1.00	0.45	0.04	0.73	0.31	0.43	0.95	1.00	0.12	0.45	0.06	-0.48	0.42	0.94	0.76	0.81	0.88	0.62	0.76	0.88	0.69	0.79	0.88	0.21	0.50	0.39	0.57	0.95	0.02	0.83	-0.08	0.40	0.70	0.55	0.45	0.23	0.04	-0.05	0.34	0.21	0.67	0.51	-0.09	0.22	0.28	0.27	0.24	0.22	0.28	0.37	0.42	0.21	0.40	0.39	0.43	0.46	0.43		
Ca	-0.35	0.13	-0.54	0.21	0.86	1.00	0.31	0.12	0.26	0.39	-0.04	0.31	0.86	0.13	0.12	1.00	0.26	0.21	-0.54	-0.13	0.10	0.12	0.05	0.03	0.21	0.32	0.17	-0.03	0.09	0.24	0.50	0.31	0.28	0.07	-0.06	0.38	-0.05	-0.13	0.19	-0.07	0.34	0.27	-0.17	0.01	-0.04	0.17	0.85	0.05	0.31	-0.23	0.40	0.32	0.37	0.37	0.32	0.31	0.40	0.43	0.45	0.51	0.45	0.42	0.40	0.35	0.27	
Ti	-0.03	0.67	-0.38	0.16	0.26	0.26	0.64	0.45	1.00	0.21	0.23	0.64	0.26	0.67	0.45	0.26	1.00	0.16	-0.38	0.17	0.62	0.86	0.40	0.31	0.87	0.71	0.77	0.21	0.29	0.48	0.93	0.85	0.97	0.32	0.27	-0.01	0.25	-0.10	0.23	0.37	0.87	0.98	0.06	0.03	-0.04	0.33	0.17	0.28	0.37	-0.12	0.54	0.70	0.71	0.71	0.67	0.75	0.67	0.72	0.73	0.34	0.67	0.63	0.63	0.65	0.59	
Mn	-0.25	0.11	-0.06	1.00	0.31	0.21	0.17	0.06	0.16	0.31	0.01	0.17	0.31	0.11	0.06	0.21	0.16	1.00	-0.06	-0.04	0.10	0.11	0.08	0.10	0.25	0.44	0.15	-0.01	0.30	0.13	0.21	0.26	0.23	-0.02	-0.03	0.04	0.03	-0.03	-0.09	0.03	0.04	0.05	0.18	0.14	-0.21	0.26	0.05	0.17	0.36	0.15	0.29	0.18	0.32	0.31	0.28	0.24	0.19	0.28	0.23	0.25	0.27	0.26	0.29	0.29	0.30	0.3

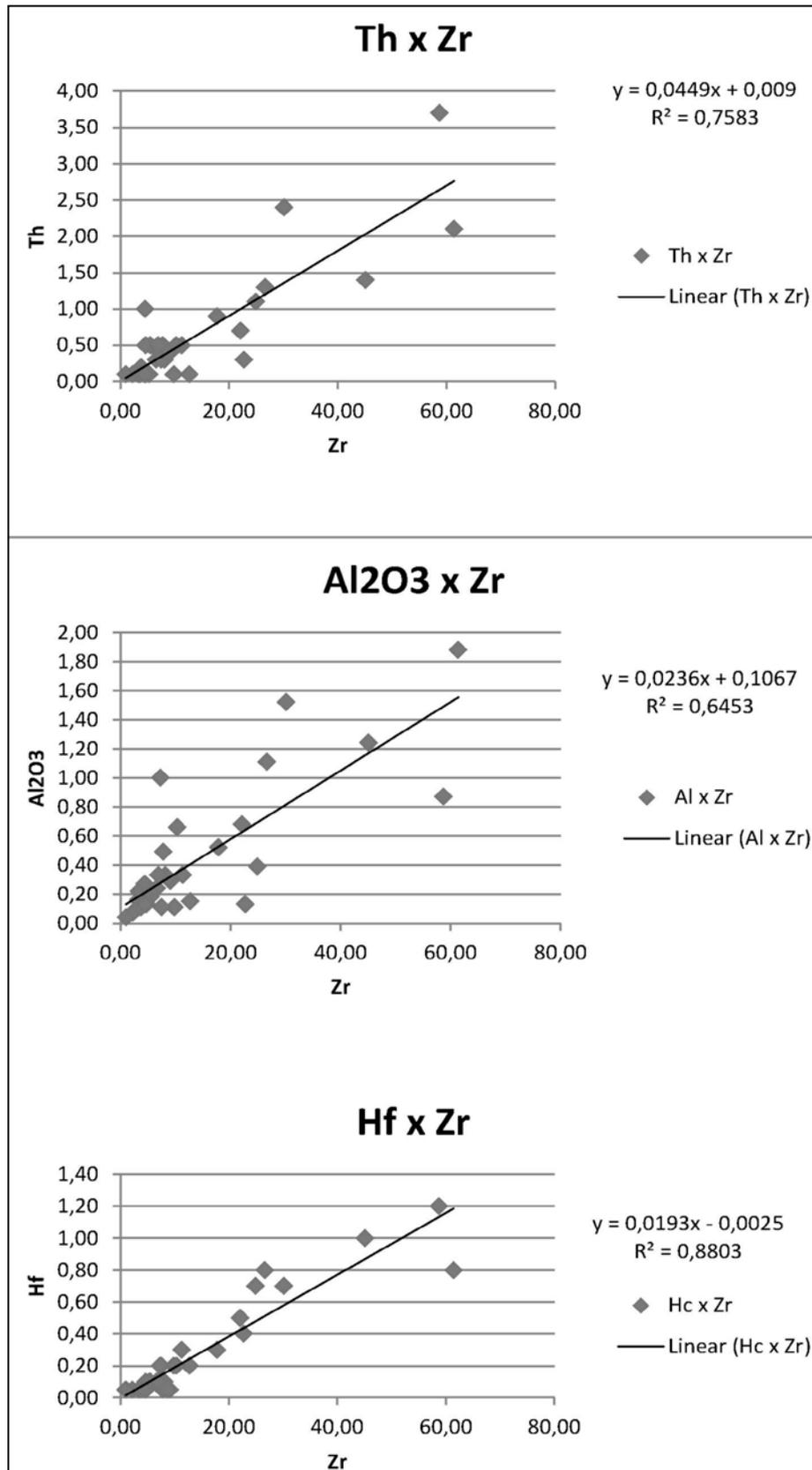


Figura III.5.11 – Correlações entre elementos litófilos (Al, Ti, Zr, Th, Sc e Hf) indicam contaminação por detritos continentais.

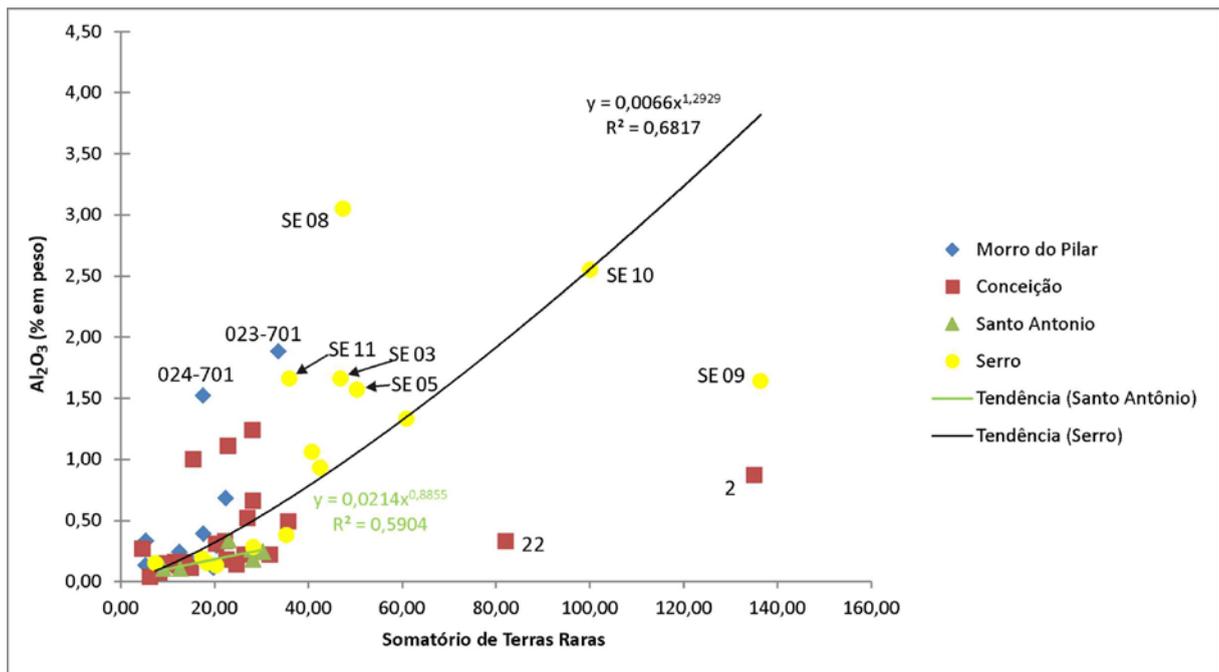


Figura III.5.12 – Relação entre conteúdo de Al_2O_3 e conteúdo total de Terras raras por amostra.

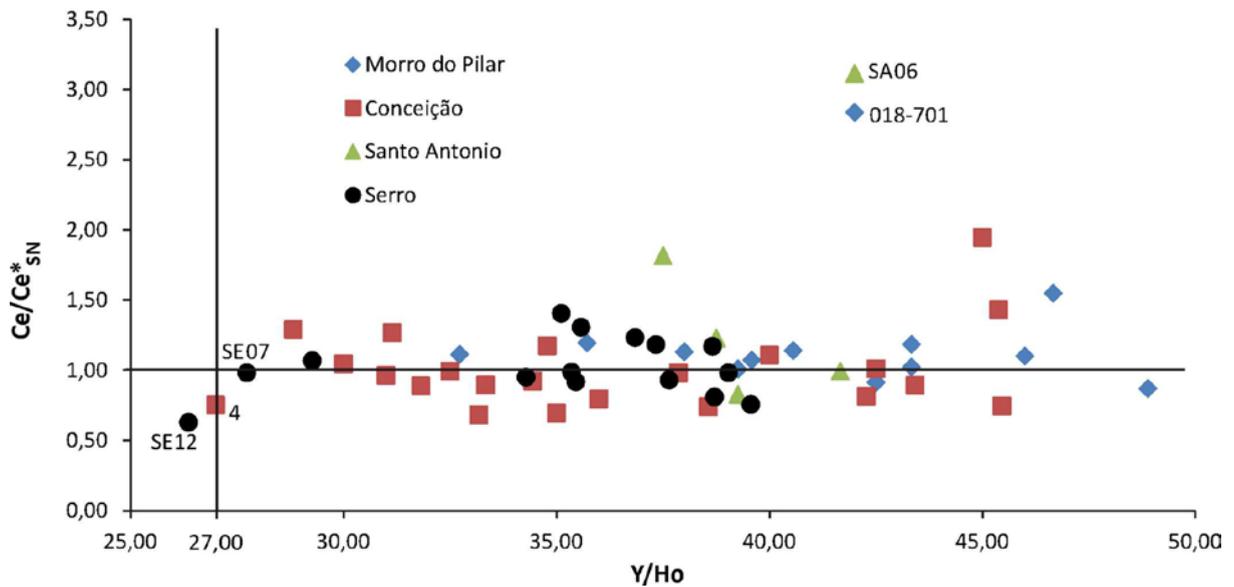


Figura III.5.13 – Gráfico da razão Y/Ho versus valores da anomalia de Cério (Ce/Ce^*). Valores da Y/Ho próximos a 27 podem indicar a contaminação da BIF por sedimentos clásticos.

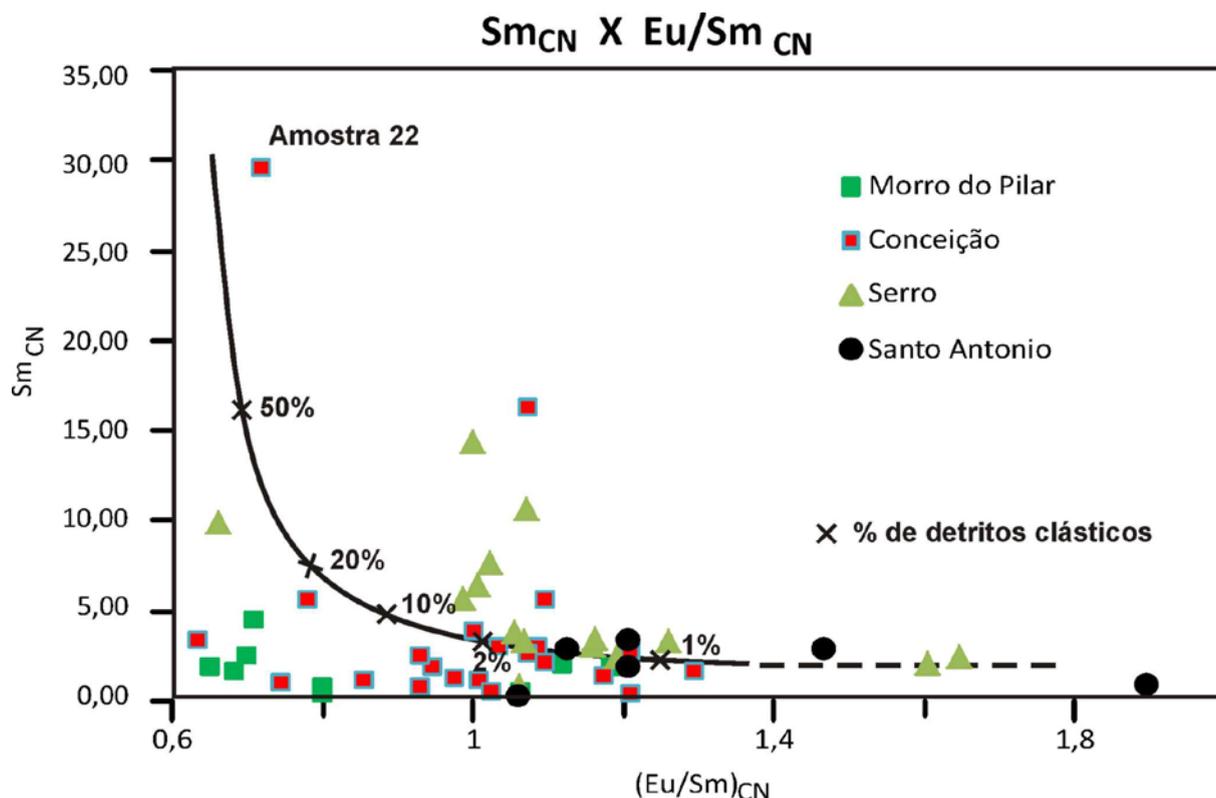


Figura III.5.14 – Uso dos elementos Terras Raras Sm e Eu normalizados ao condrito (Taylor & McLennan 1985; Bau 1993) para determinação do percentual de detritos clásticos em BIFs.

Análise da influência de elementos de origem hidrotermal e hidrogênica.

Os teores de Terras Raras + Ítrio nas águas de oceanos são influenciados por contribuições hidrotermais e pela interação entre partículas sedimentares e a o fluido hidrotermal (Graf 1978; Elderfield 1988; Bau & Möller 1993). O ferro oriundo de fluidos hidrotermais de alta temperatura é jogado na água do mar como Fe²⁺. Somente ao se oxidar para Fe³⁺, em geral formando partículas de oxi-hidróxido de ferro, é que o ferro hidrotermal se precipita.

As partículas de oxi-hidróxido de ferro ao se formarem na água do mar entram em equilíbrio com as Terras Raras contidas na água, em questão de minutos. As Terras Raras são adsorvidas nas superfícies das partículas e se depositam junto com elas. Desta forma as concentrações de Terras Raras nas BIFs são muito semelhantes às concentrações de Terras Raras nas águas oceânicas onde elas se precipitaram e os valores obtidos nas análises químicas de BIFs são usados para se entender a composição de águas de oceanos antigos, bem como seu estado de oxirredução (Alexander *et al* 2008). Sedimentos encontrados ao lado de fumarolas submarinas e as partículas por elas exaladas, relacionadas a fluido hidrotermais, compartilham assinaturas

geoquímicas de Terras Raras+Y semelhantes, com exceção da assinatura do Eu, e são caracterizados por um leve enriquecimento em Terras Raras leves em relação às pesadas.

Os padrões de Terras Raras+Y para as águas óxidas de mares modernos são geralmente similares aos de sedimentos de bacias anóxicas (Bolhar *et al.* 2004), ambos apresentam anomalias positivas de La, anomalias de Cério negativas, anomalias de Gd positivas, anomalias de Y positivas e uma depleção de Terras Raras leves em relação às pesadas ($La_{SN}/Yb_{SN} < 1$; $Gd_{SN}/Yb_{SN} < 1$). O gráfico entre anomalia de Gd e La é usado para identificar deposição de BIFs em ambientes marinhos (Figura III.5.18) (Pecoits 2010).

A presença de anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* > 1$) em ambientes marinhos é oriunda da influência de fluidos hidrotermais de alta temperatura ($>250^{\circ}C$) e os oxihidróxidos de ferro precipitados nos fundos de mares modernos que contem anomalias positivas de Eu indicam a presença de Eu^{2+} vindo de fluidos reduzidos (não óxidos) hidrotermais de alta temperatura (Bau & Dulski 1999; Slack *et al.* 2007). Quando ocorre a ausência de anomalias positivas de Eu nas formações ferríferas bandadas, esta é um indicativo de que os fluidos hidrotermais de alta temperatura não influenciaram na química destes sedimentos.

As razões entre concentrações como $(Sm/Yb)_{CN}$ e $(Eu/Sm)_{CN}$ também são usadas para estudar o ambiente de posição de formações ferríferas e cherts (Alexander *et al.* 2008). Gráficos usando Sm/Yb como função de Eu/Sm geram informações sobre a contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura à geoquímica dos sedimentos (Figura III.5.15 e III.5.16).

Outra forma de se avaliar a contribuição hidrotermal para uma BIF é o gráfico Fe/Ti versus $Al/(Al+Fe+Mn)$ (Figura III.5.17) onde estão desenhadas linhas de misturas teórica entre sedimentos hidrotermais puros representados por elevadas concentrações de Fe e Mn e sedimentos detríticos siliciclásticos representados por elevadas concentrações de Al e Ti (McClung 2006).

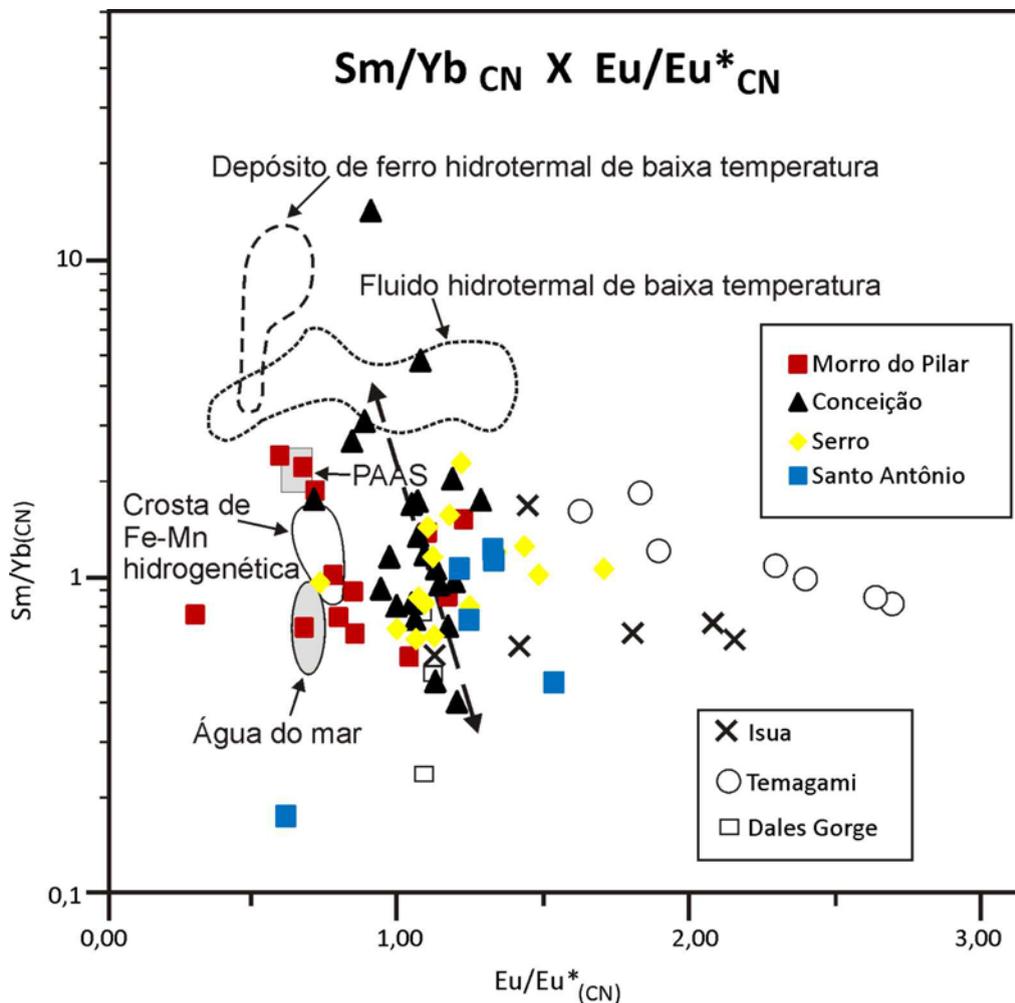


Figura III.5.15 – Gráfico da razão Sm/Yb versus os valores da anomalia de Európio (Eu/Eu^*), normalizadas ao condrito (CN), com os dados geoquímicos das amostras de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Santo Antônio do Rio Abaixo e Serro. Este tipo de gráfico é usado para se avaliar as fontes dos elementos químicos presentes na bacia sedimentar durante a deposição das formações ferríferas (Alexander *et al.*, 2008; Pecoits 2010). Estão demarcados os campos onde se posicionam a água do mar (Alibo & Nozaki 1999); os fluidos hidrotermais de baixa temperatura (fluidos oriundos de processos metamórficos hidrotermais (Michard *et al.* 1993); os depósitos de ferro de origem hidrotermal de baixa temperatura (Puteanus *et al.* 1991); as crostas hidrogenéticas de Fe e Mn (Bau *et al.* 1996); os xistos pós Arqueano – PAAS (Taylor & McLennan 1985). Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga), Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação (Pecoits 2010). Os dados das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço se espalham a partir do entorno do campo da água do mar até as proximidades do campo de fluidos hidrotermais de baixa temperatura. Veja o texto para discussões. Figura modificada de Alexander *et al.* 2008 e Pecoits 2010.

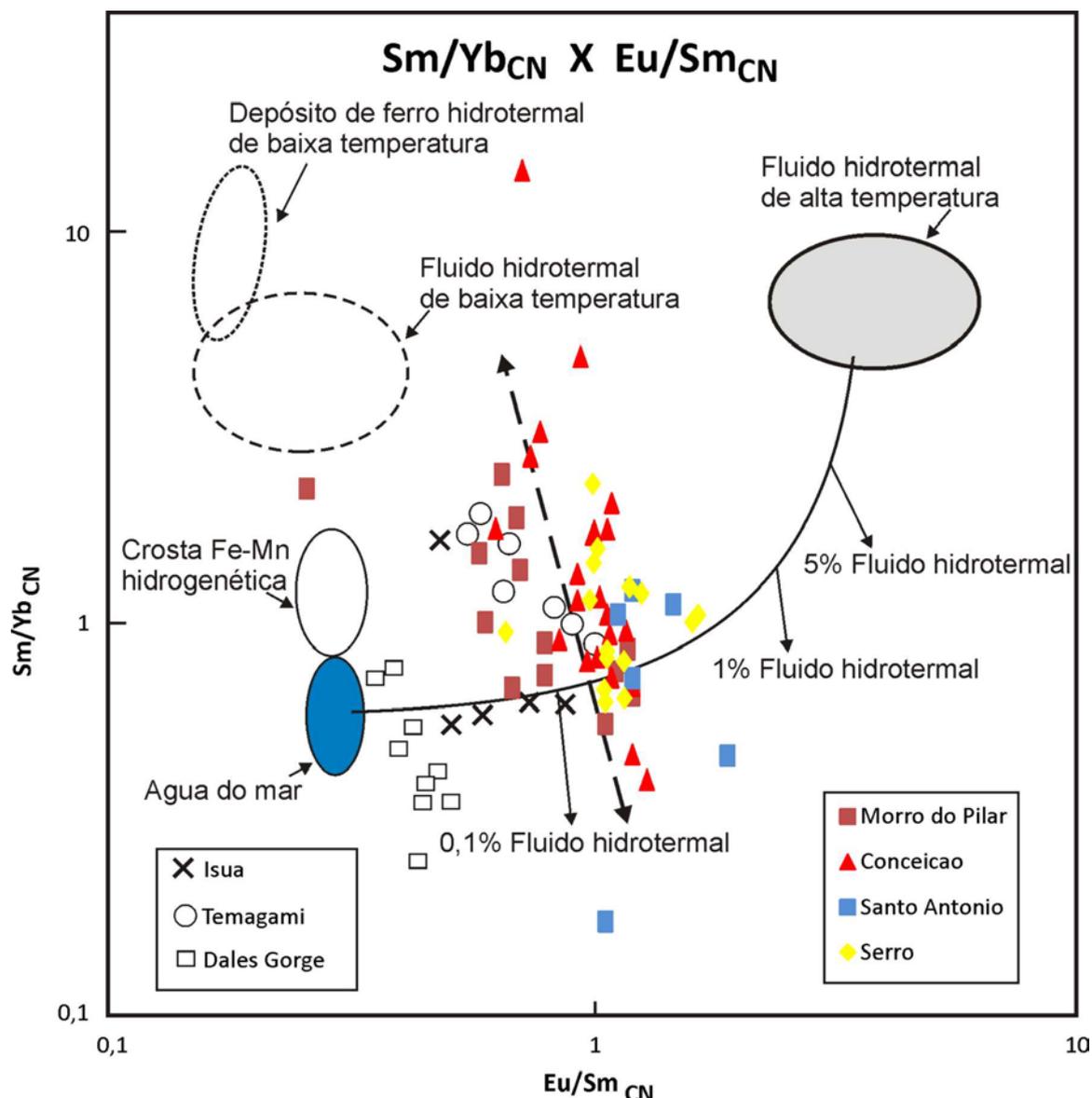


Figura III.5.16 – Gráfico da razão Sm/Yb versus a razão Eu/Sm, ambas normalizadas ao condrito (CN), com os dados geoquímicos das amostras de Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Santo Antônio do Rio Abaixo e Serro. Este tipo de gráfico é usado para se avaliar as fontes dos elementos químicos presentes na bacia sedimentar durante a deposição das formações ferríferas (Alexander *et al.* 2008; Pecoits 2010). Estão demarcados os campos onde se posicionam a água do mar (Alibo & Nozaki 1999); os fluidos hidrotermais de baixa temperatura (fluidos oriundos de processos metamórficos hidrotermais (Michard *et al.* 1993); os fluidos hidrotermais de alta temperatura (Bau & Dulski 1999); os depósitos de ferro de origem hidrotermal de baixa temperatura (Puteanus *et al.* 1991); as crostas hidrogenéticas de Fe e Mn (Bau *et al.* 1996). Dados geoquímicos das BIFs de Isua (3.7-3.8 Ga), Temagami (2.72-2.76 Ga) e Dales Gorge (2.45 Ga) também foram colocados para comparação (Pecoits 2010).

Veja o texto para discussões. Figura modificada de Alexander *et al.* 2008 e Pecoits 2010.

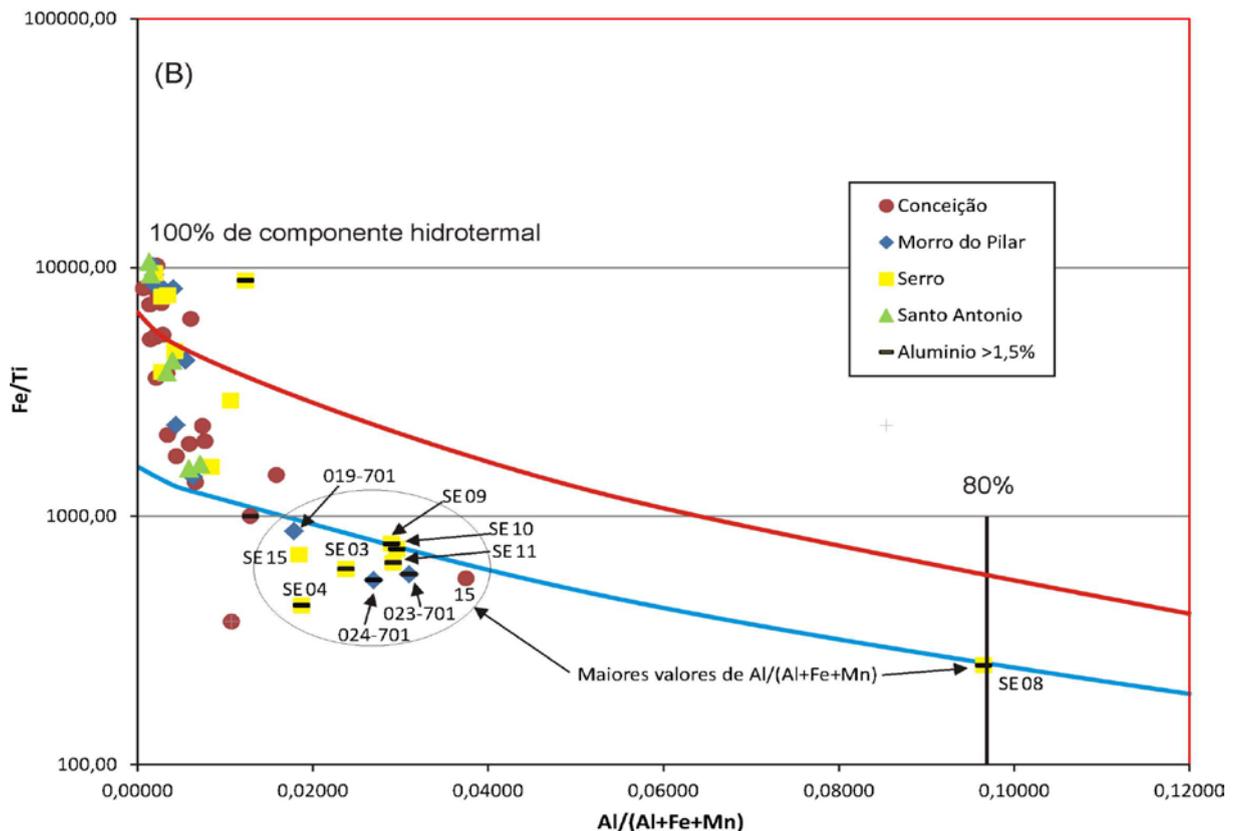
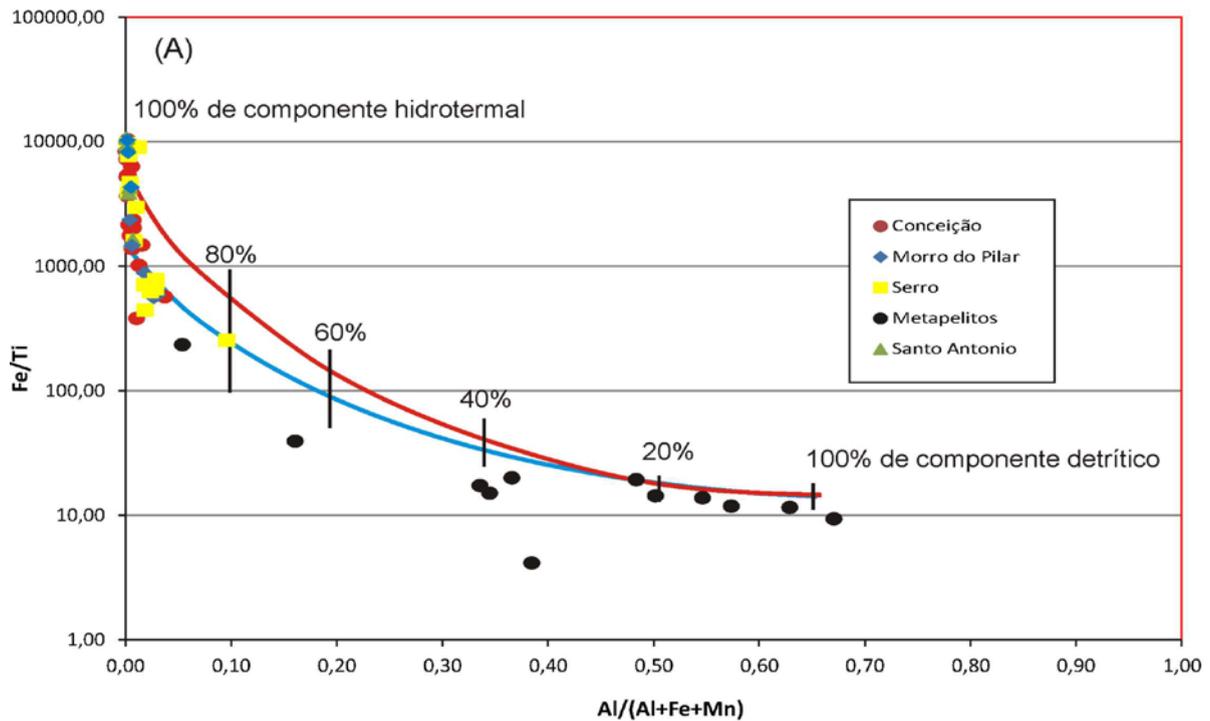


Figura III.5.17 – (A) Gráfico de análise de componentes hidrotermal e detrítico. (B) ampliação da escala do gráfico na região onde se posicionaram as BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional. Metapelitos do Grupo Serra da Serpentina foram também analisados (Tabela III.5.22) e colocados neste gráfico para comparação. As curvas identificam misturas teóricas entre sedimentos hidrotermais puros representados por elevadas concentrações de Fe e Mn e sedimentos detríticos siliciclásticos.

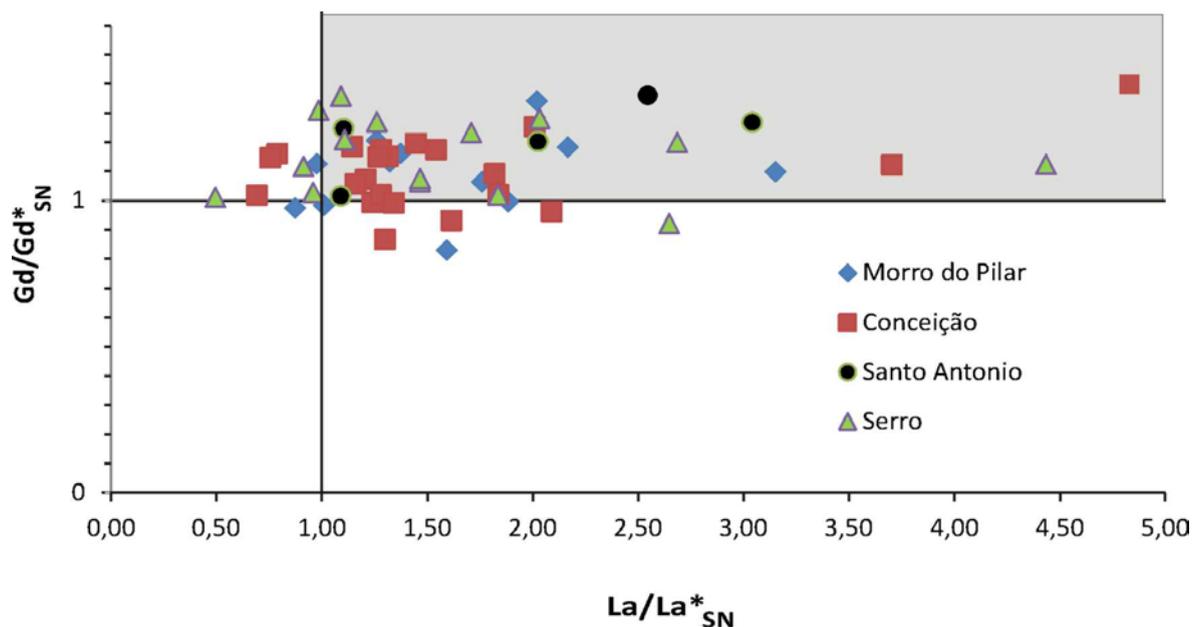


Figura III.5.18 – Anomalias de Gd e La normalizadas ao PAAS. Ambientes marinhos (área em cinza no gráfico) tem caracteristicamente anomalias positivas de Gd e de La. De todas as amostras analisada, 9 (16%) mostram valores negativos de anomalias de La e 6 amostras (11%) tem valores negativos de Gd. Serro é o local onde percentualmente ocorre o maior numero de amostras fora do campo do ambiente marinho de deposição. Veja a Tabela III.5.15 para obter os valores plotados neste gráfico

Variações temporais

São observadas tendências temporais, isto é, variações nos padrões de Terras Raras + Ítrio de acordo com a idade das formações ferríferas bandadas. Estas variações são atribuídas a mudanças no ambiente de deposição das formações ferríferas. Estas mudanças de padrão de Terras Raras foram sintetizadas por Planavsky *et al.* 2010 e são mostradas nas Figura III.5.19 e III.5.20.

Sinteticamente o que se observa são:

- Anomalias positivas de Cério (SN) não estão presentes nas formações ferríferas bandadas arqueanas mas são comuns nas formações ferríferas bandadas do Estateriano-Orosiriano;
- Formações ferríferas bandadas arqueanas são caracterizadas por razões Y/Ho maiores que os padrões de xistos; enquanto formações ferríferas bandadas do Estateriano-Orosiriano tem ampla gama de valores para Y/Ho.

- Formações ferríferas bandadas do Estateriano-Orosiriano apresentam uma gama mais ampla de valores para a razão Pr/Yb (normalizadas ao PAAS) que as formações ferríferas bandadas arqueanas e do final do Paleoproterozoico.
- As formações ferríferas bandadas arqueanas tem valores de anomalias de Európio mais elevadas que as encontradas em formações ferríferas bandadas do Paleoproterozoico.

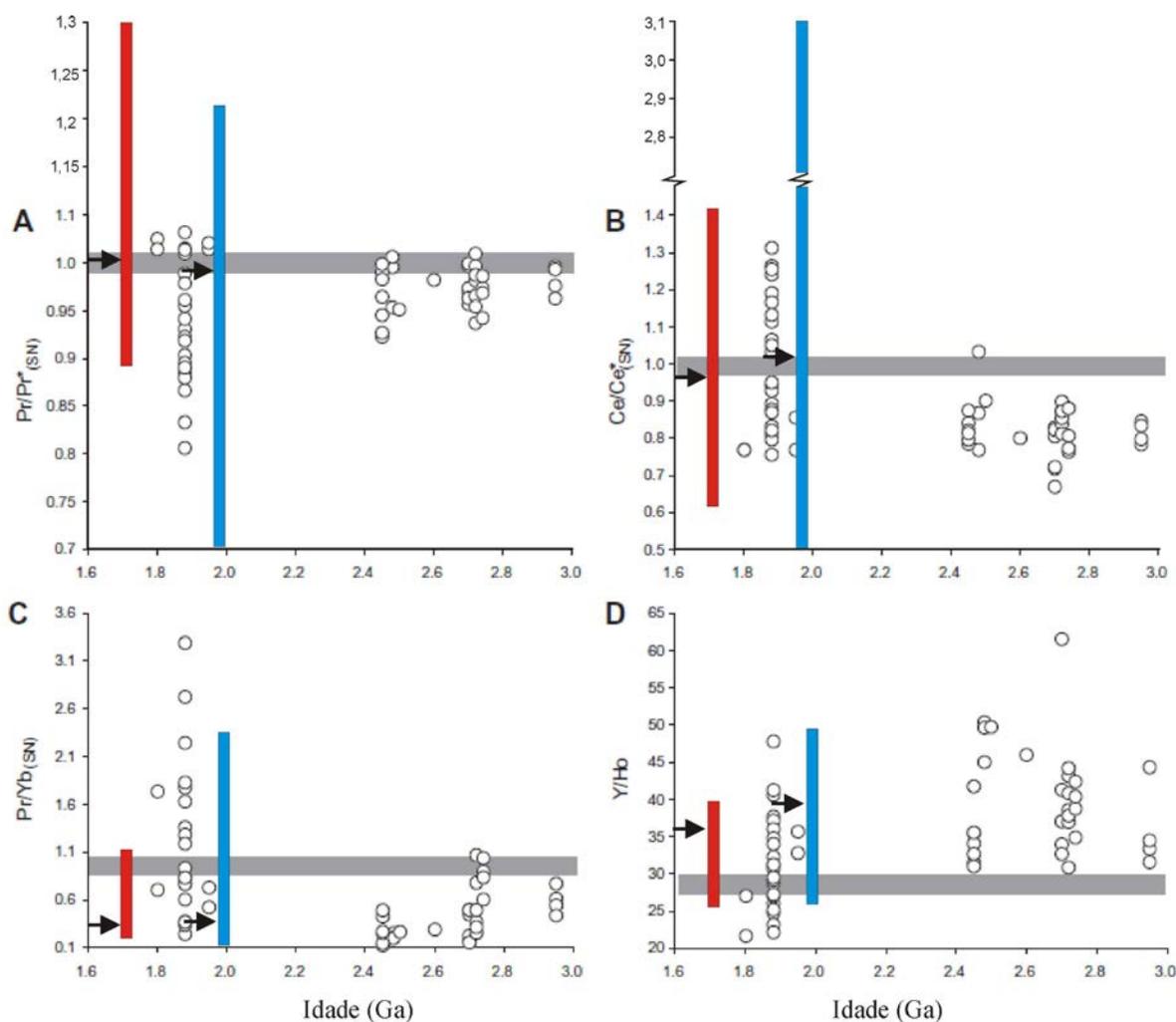


Figura III.5.19 – Variações temporais de valores de Terras Raras encontradas em formações ferríferas bandadas conforme Planavsky *et al.* 2010. A barra mais escura indica valores encontrados nas BIFs da Fm. Canjica e a barra mais clara indica valores de BIFs da Fm. Serra do Sapo.

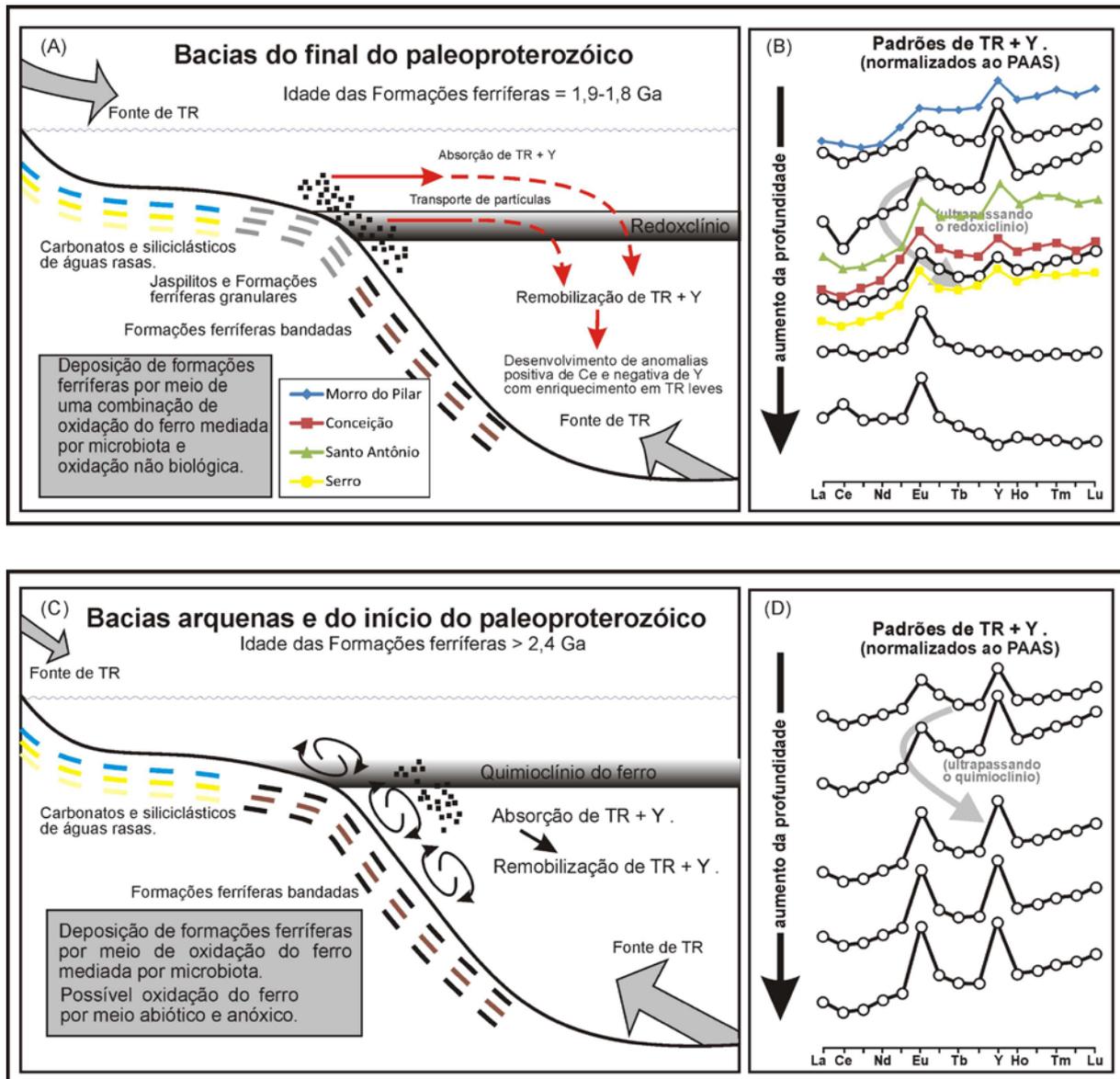


Figura III.5.20 – Modelo de evolução da estrutura de oxirredução de bacias oceânicas baseado em geoquímica de 18 formações ferríferas bandadas com idade variando de 3,0 Ga a 1,88 Ga conforme Planavsky *et al.* 2010. (A) Modelo de deposição em bacias do início do Paleoproterozoico. (B) Padrões de Terras Raras e Ítrio (normalizados ao PAAS) para bacias do início do Paleoproterozoico incluindo os padrões para as regiões estudadas. (C) Modelo de deposição em bacias do início do Arqueano e do final do Paleoproterozoico. (D) Padrões de Terras Raras e Ítrio (normalizados ao PAAS) para bacias do Arqueano e do final do Paleoproterozoico. Veja texto para discussão.

Análise do estado de oxirredução do ambiente deposicional

A concentração de alguns elementos-traço sensíveis ao estado de oxirredução do ambiente (Tabela III.5.18) como U, V, Mo e Mn geram informações importantes sobre as condições deposicionais (Tribovillard *et al.* 2006; Pecoits 2010). Diversas razões entre concentrações de elementos-traço já foram propostas como forma de aproximação ao nível de oxigênio das águas profundas de oceanos modernos e de paleo-bacias: urânio autigênico, U/Th, V/Sc, Ni/Co, Ni/V, V/(V+Ni) e (Cu+Mo)/Zn. Entretanto estas inferências podem não ser corretas porque as concentrações de elementos-traço podem ser influenciadas por diversos outros fatores além do nível de oxigenação, como: contaminação clástica, conteúdo de matéria orgânica e nível de restrição da bacia (Tribovillard *et al.* 2006). Além disso, as concentrações de elementos-traço podem ser modificadas durante a diagênese gerando perda relativa destes elementos, cujo teor deixa de representar as condições paleo-ambientais de deposição.

Jones & Manning (1994) propuseram os seguintes parâmetros que se comportariam de maneira mais estável após a deposição:

- U/Th;
- Urânio autigênico = (U total) - (Th/3);
- V/Cr;
- Ni/Co.

Um gráfico com a avaliação do estado oxi-redutor do paleo-ambiente deposicional das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional utilizando os parâmetros propostos por Jones & Manning (1994) é mostrado na Figura III.5.21

Tabela III.5.18 - Classificação Redox dos ambientes deposicionais (Tyson & Pearson 1991)

Classificação Redox dos ambientes deposicionais (Tyson & Pearson 1991)				
Classes	Óxico	Sub-óxico	Anóxico	Euxínico
			Nenhum H ₂ S livre na água	H ₂ S livre na água
Concentração de O ₂ nas águas profundas (ml O ₂ / L H ₂ O)	[O ₂] > 2	2 > [O ₂] > 0,2	[O ₂] < 0,2	[O ₂] = 0

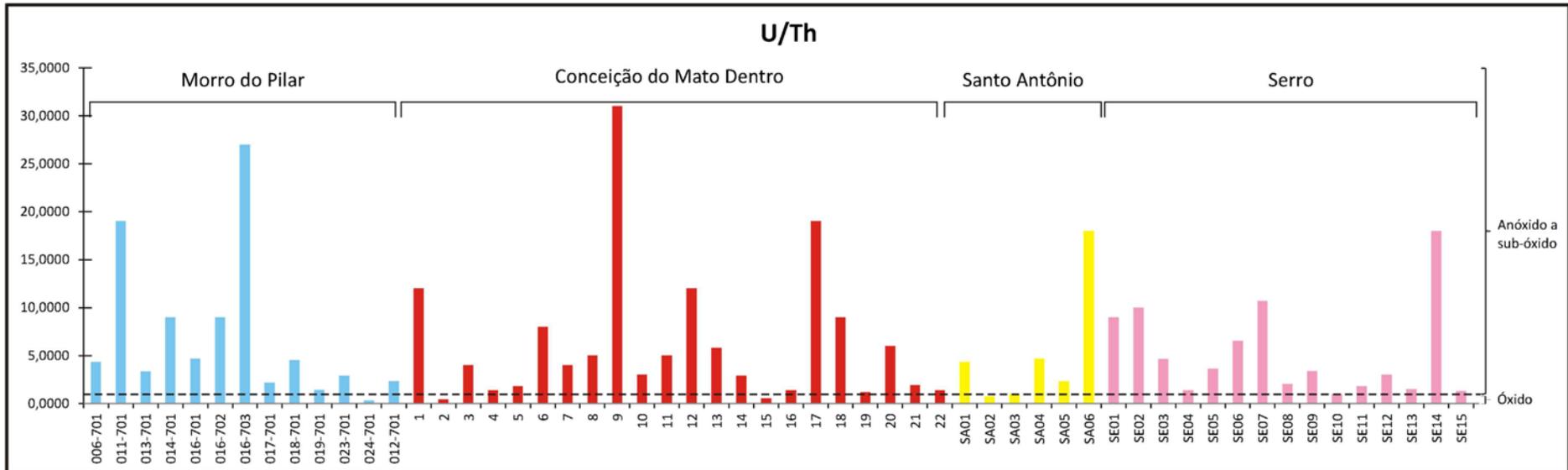
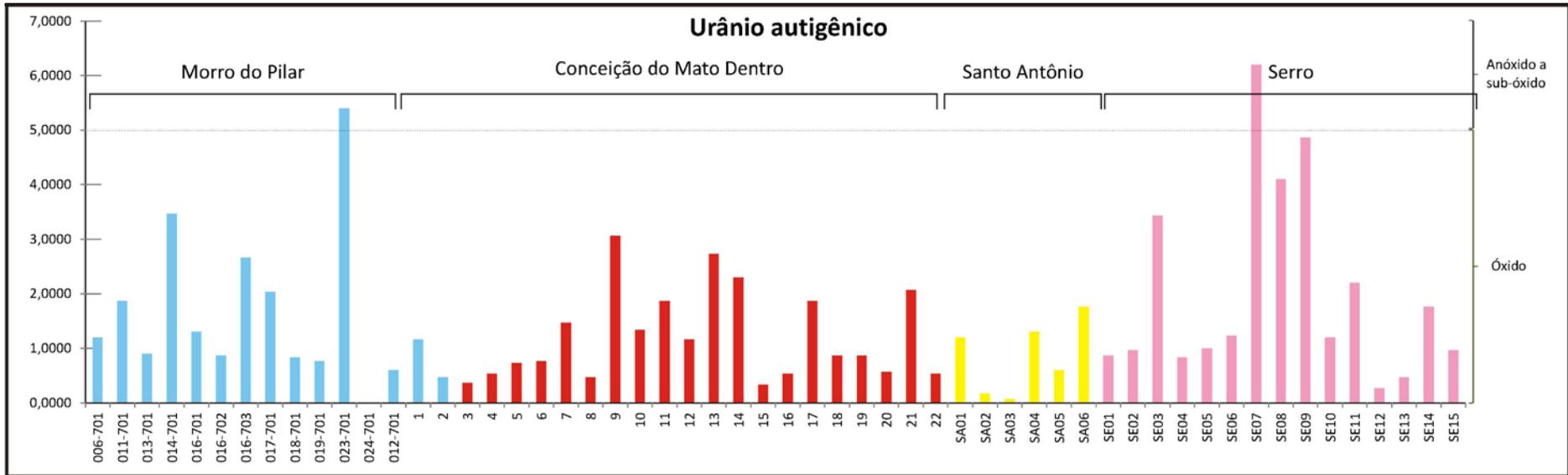


Figura III.5.21 – Análise de estado oxi-redutor do paleo-ambiente deposicional

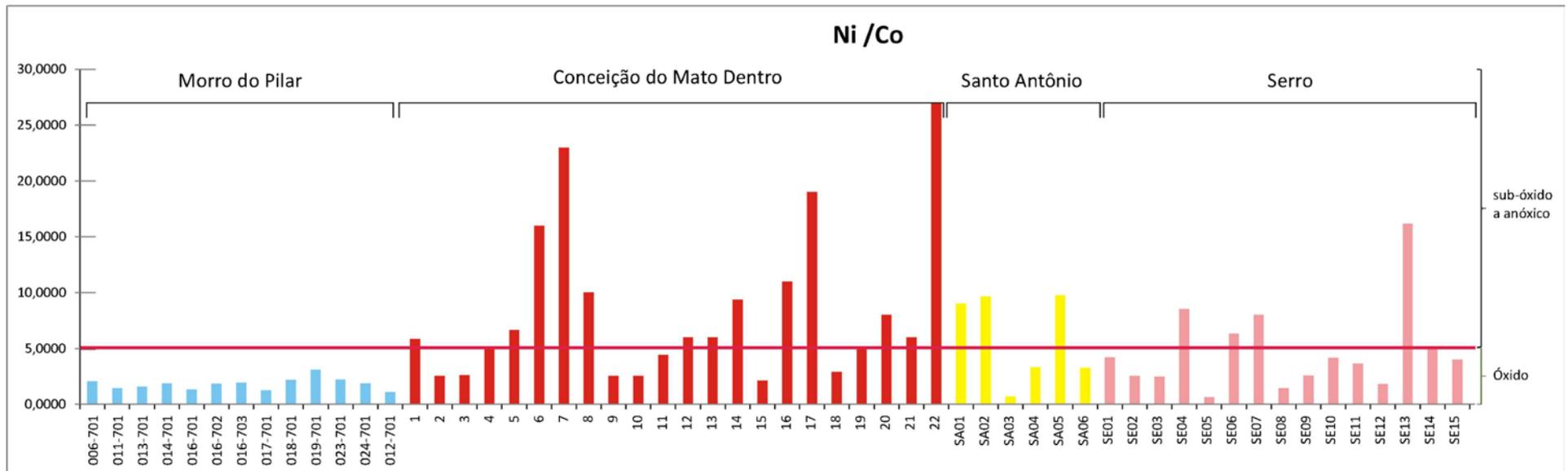
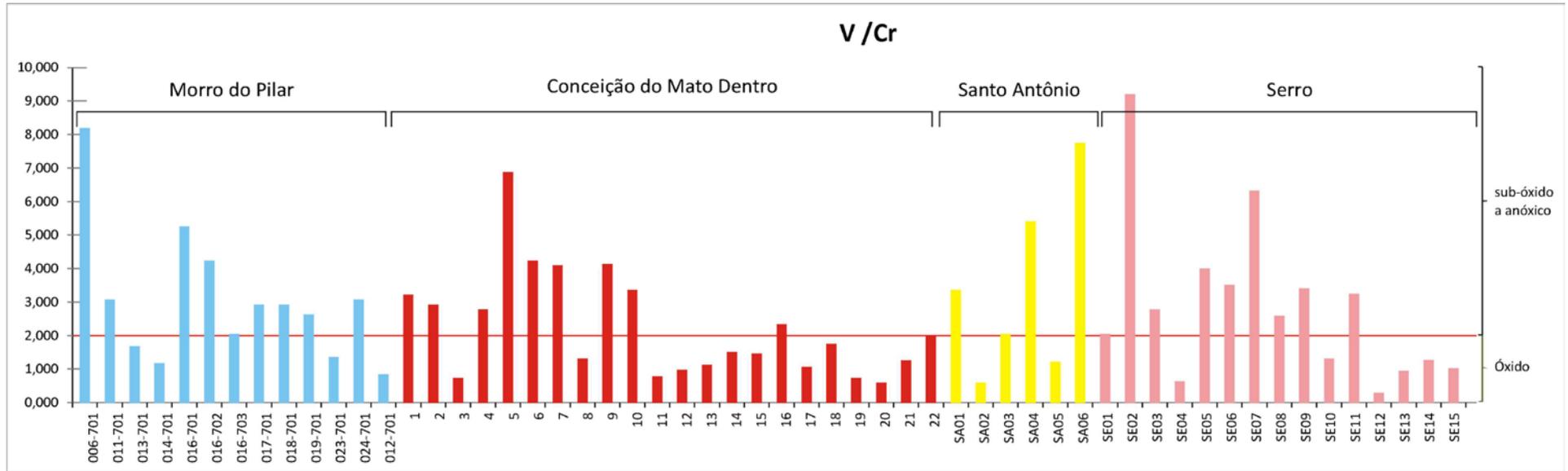


Figura III.5.21 — Análise de estado oxi-redutor do paleo-ambiente deposicional (continuação)

Comparações com outras formações ferríferas bandadas

De forma a possibilitar a comparação entre a química das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional e as outras BIFs do mundo, são apresentadas a seguir, as normalizações de elementos maiores (Figura III.5.22), menores (Figura III.5.23) e Terras Raras (Figuras III.5.24 e III.5.25) para um padrão geoquímico de BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006).

Elementos maiores

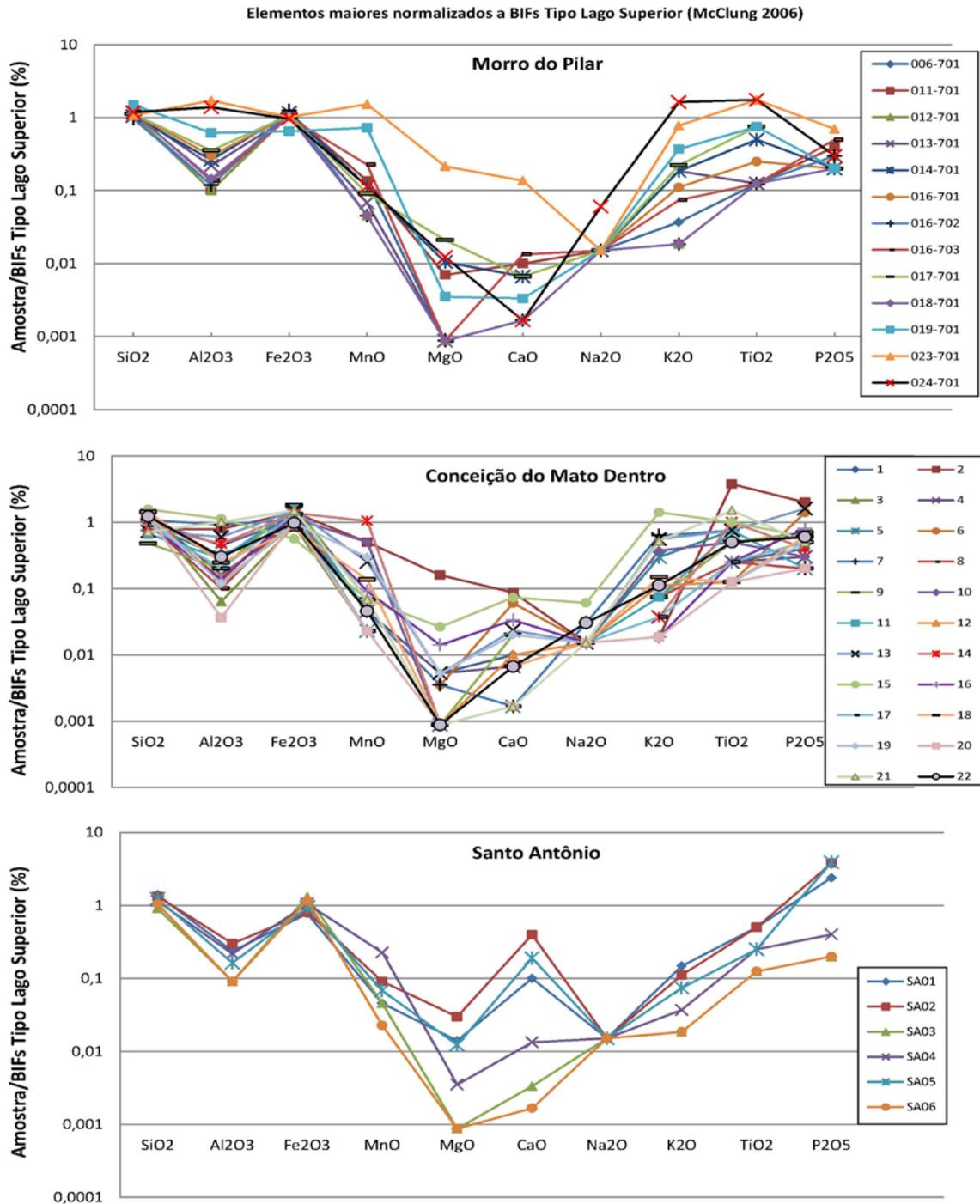


Figura III.5.22 - Elementos maiores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006).

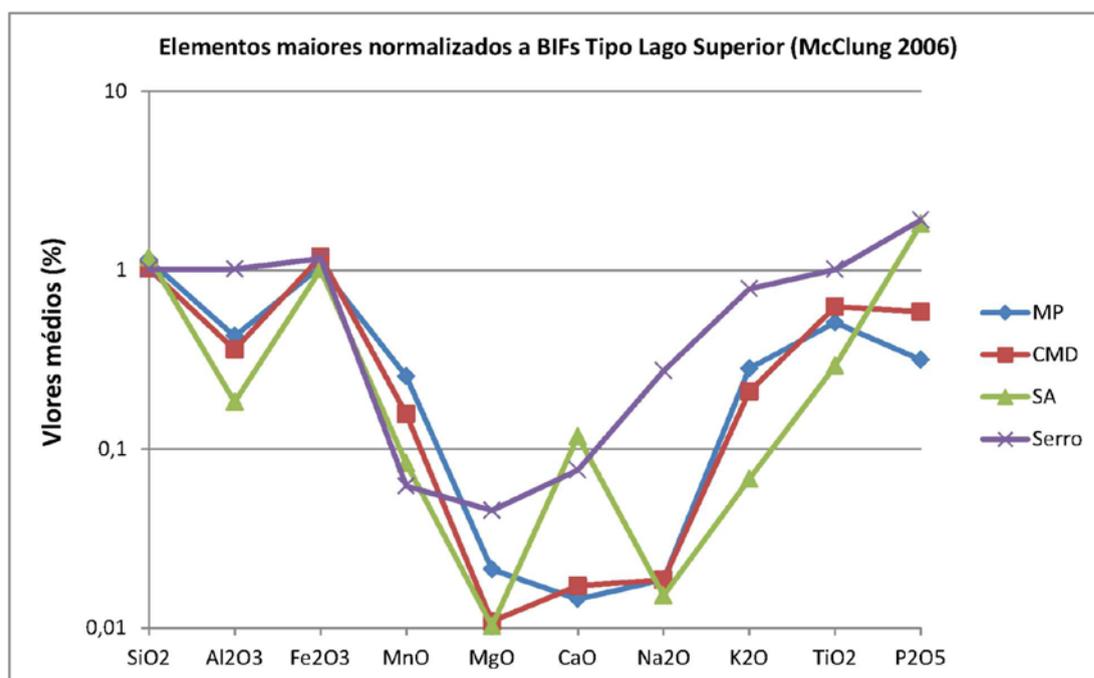
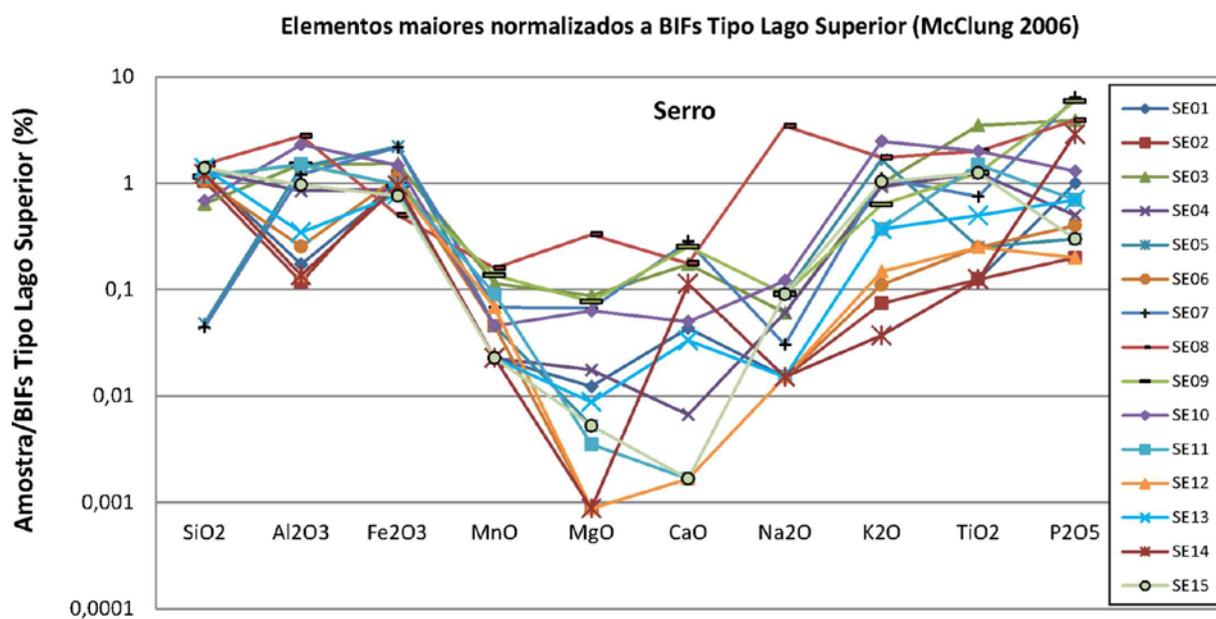


Figura III.5.22 - Elementos maiores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006).
Continuação.

Elementos menores

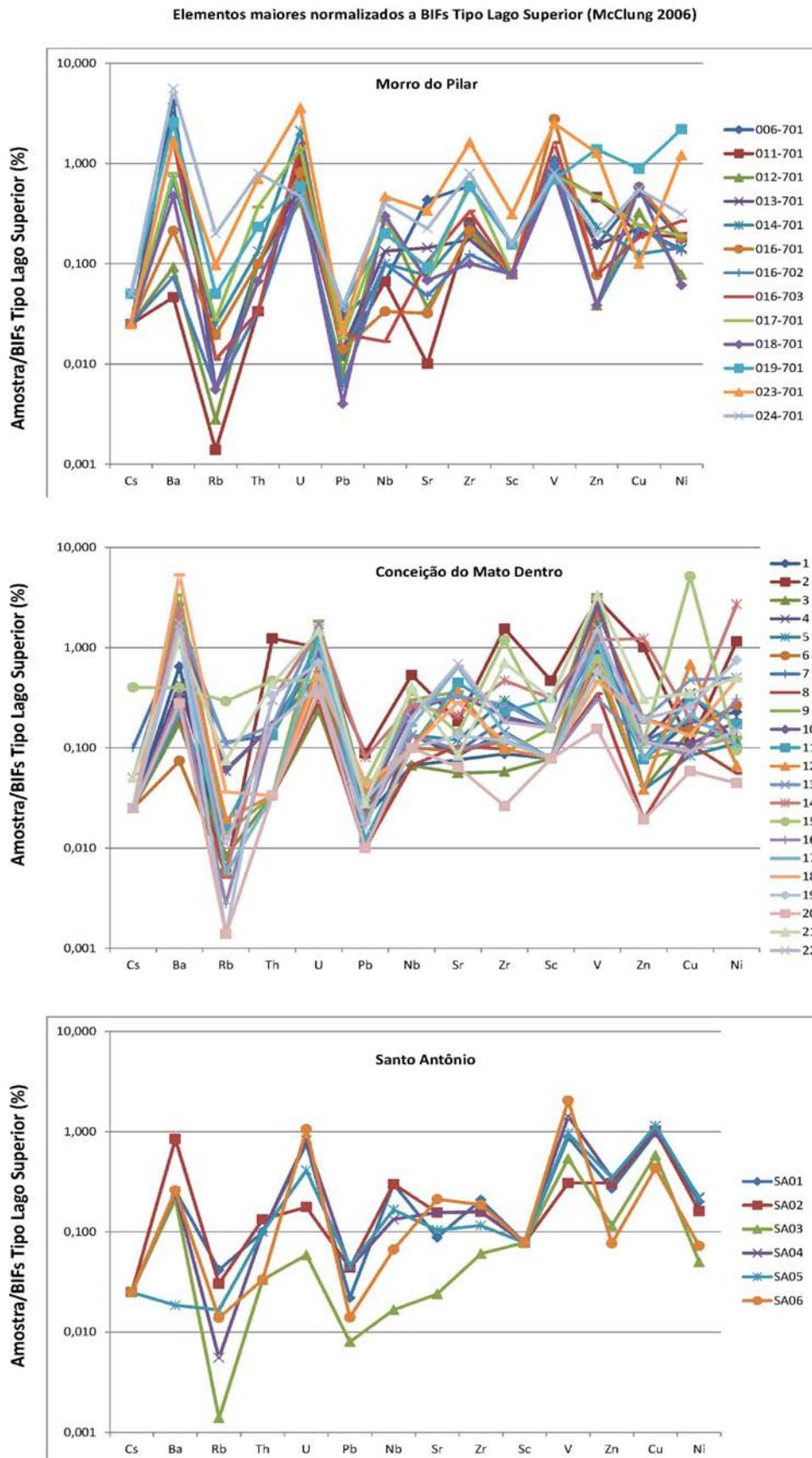


Figura III.5.23 - Elementos menores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006).

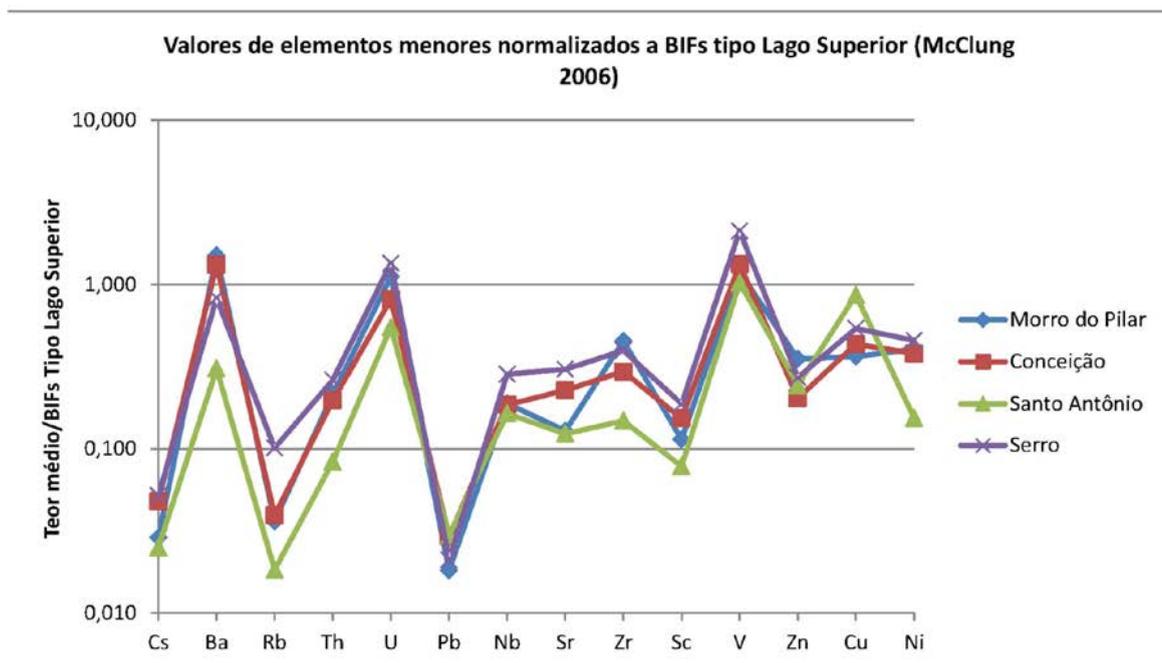
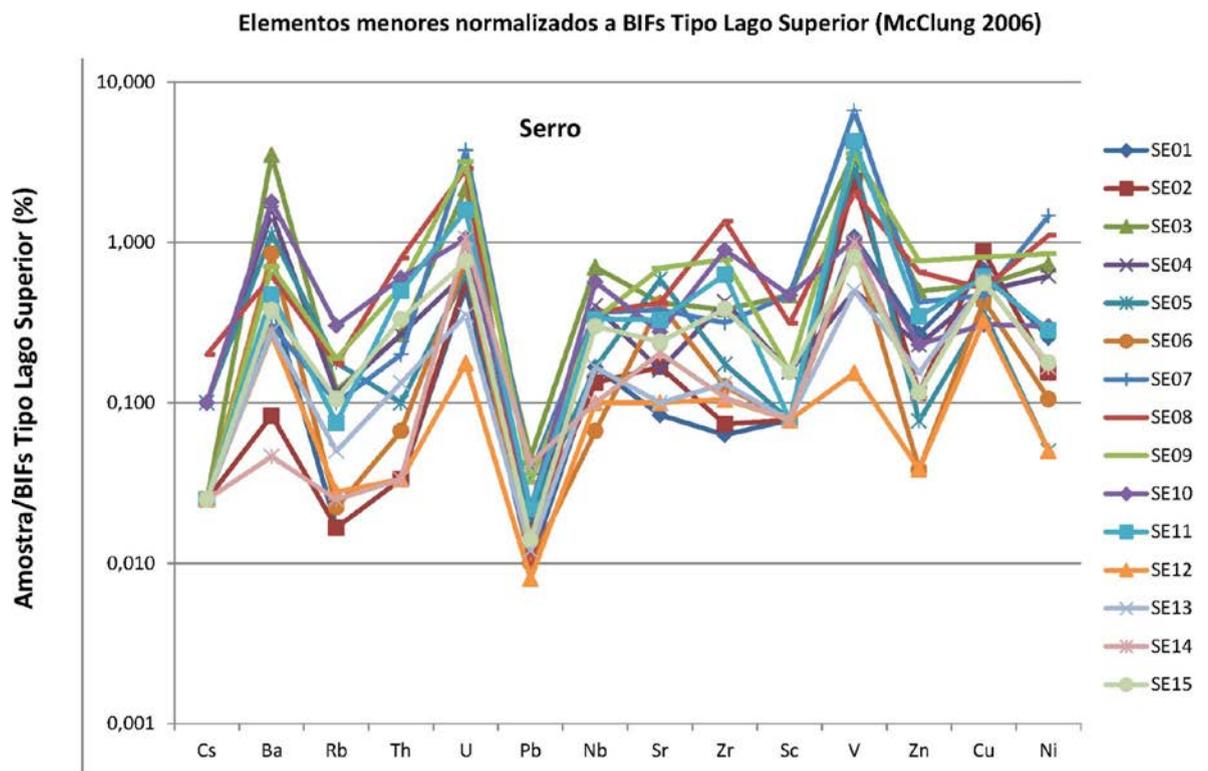


Figura III.5.23 - Elementos menores normalizados a BIFs Tipo Lago Superior (McClung 2006) (continuação).

Elementos Terras Raras

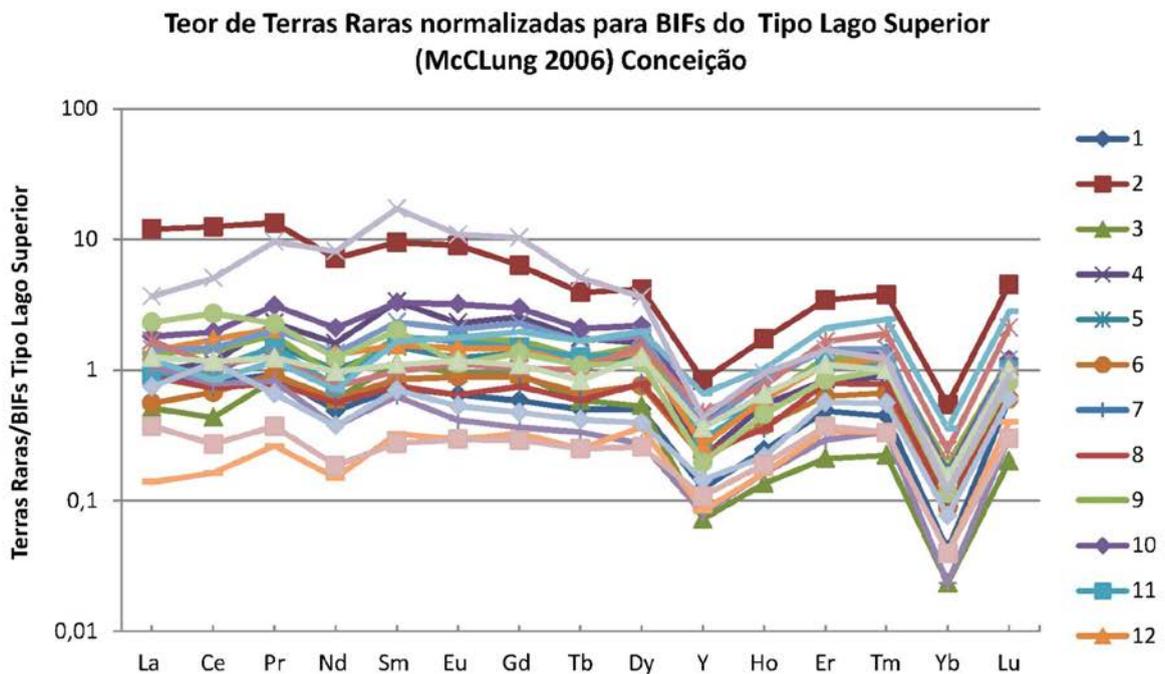
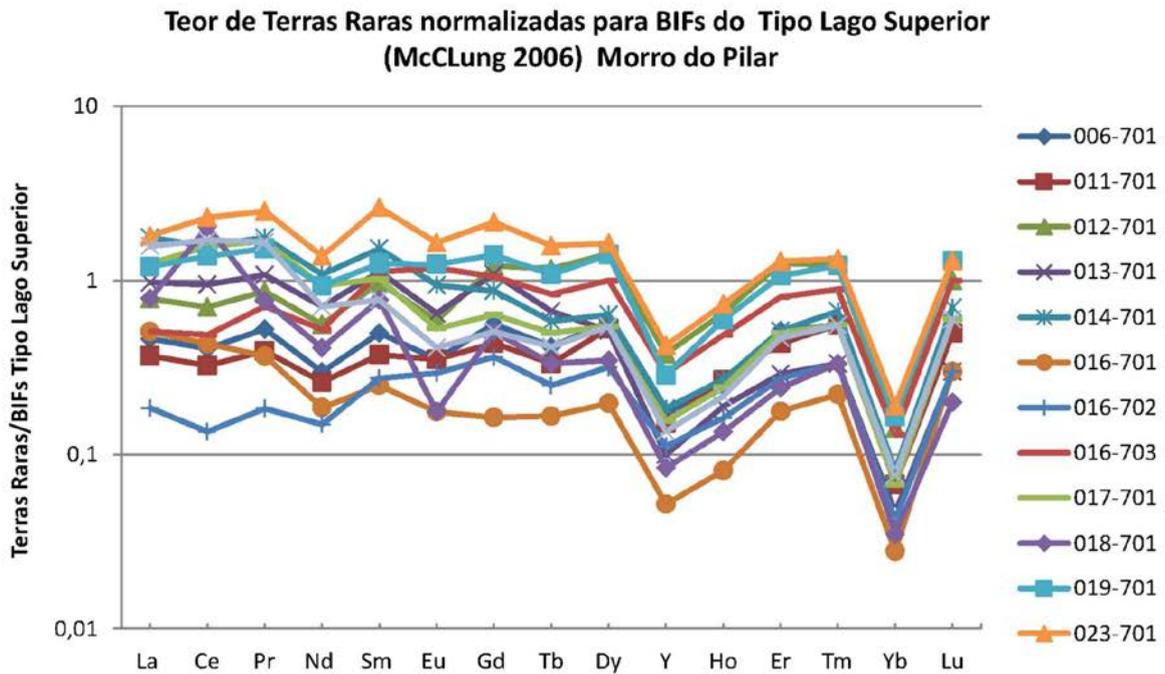


Figura III.5.24 – Teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006).

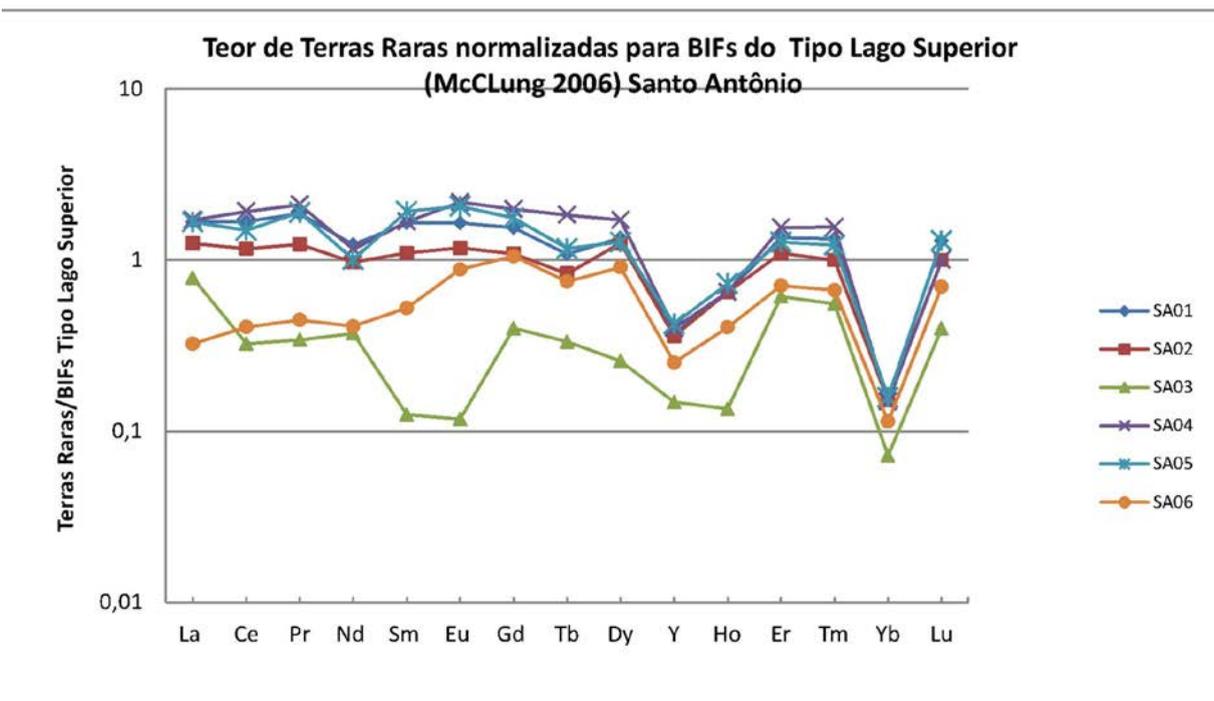
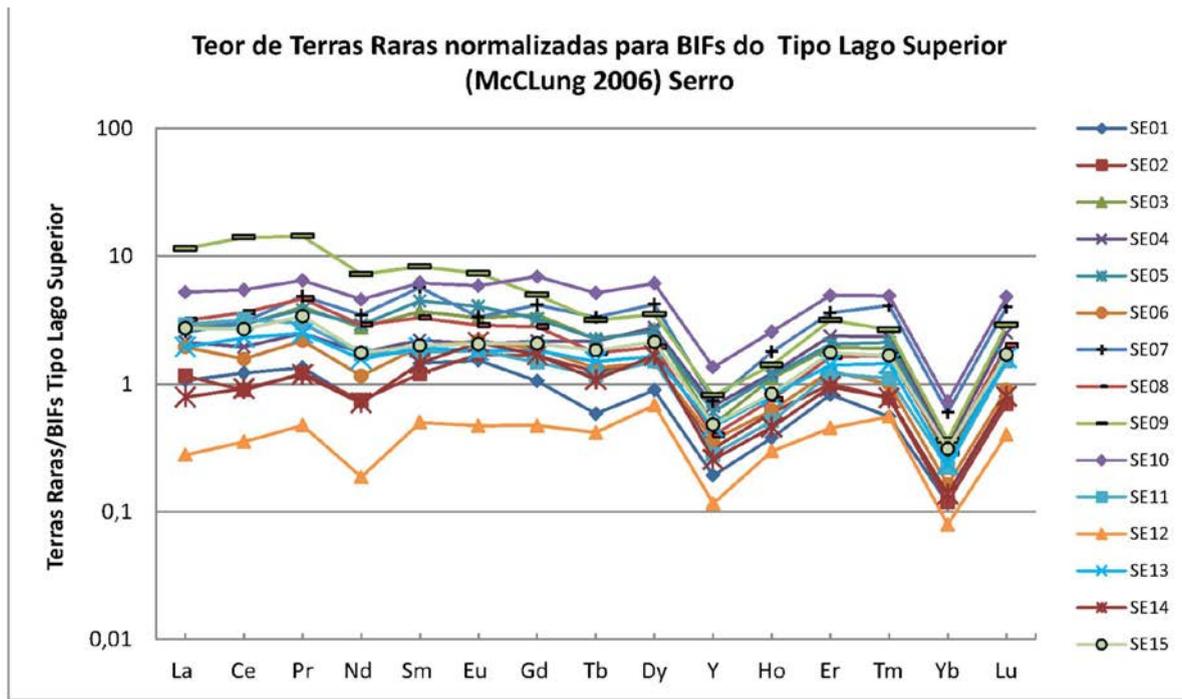


Figura III.5.24 – Teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006) (continuação).

Tabela III.5.19 – Média de teores de elementos Terras Raras normalizadas a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006)

Média dos valores de elementos Terras Raras normalizadas a BIFs tipo Lago superior					
	Morro do Pilar	Conceição	Santo Antônio	Serro	Fm. Serra do Sapo
La	0,94	1,70	1,23	2,85	1,78
Ce	1,08	1,80	1,17	3,15	1,92
Pr	1,08	2,29	1,32	3,73	2,29
Nd	0,63	1,46	0,86	2,28	1,42
Sm	0,97	2,45	1,17	3,08	2,13
Eu	0,66	1,99	1,34	2,84	1,84
Gd	0,84	1,85	1,31	2,66	1,78
Tb	0,64	1,25	1,00	1,95	1,27
Dy	0,74	1,32	1,13	2,35	1,44
Y	0,20	0,29	0,33	0,50	0,33
Ho	0,33	0,56	0,54	0,97	0,61
Er	0,60	1,04	1,10	1,90	1,18
Tm	0,68	1,09	1,06	1,84	1,19
Yb	0,09	0,14	0,13	0,28	0,16
Lu	0,66	1,08	0,95	1,87	1,18

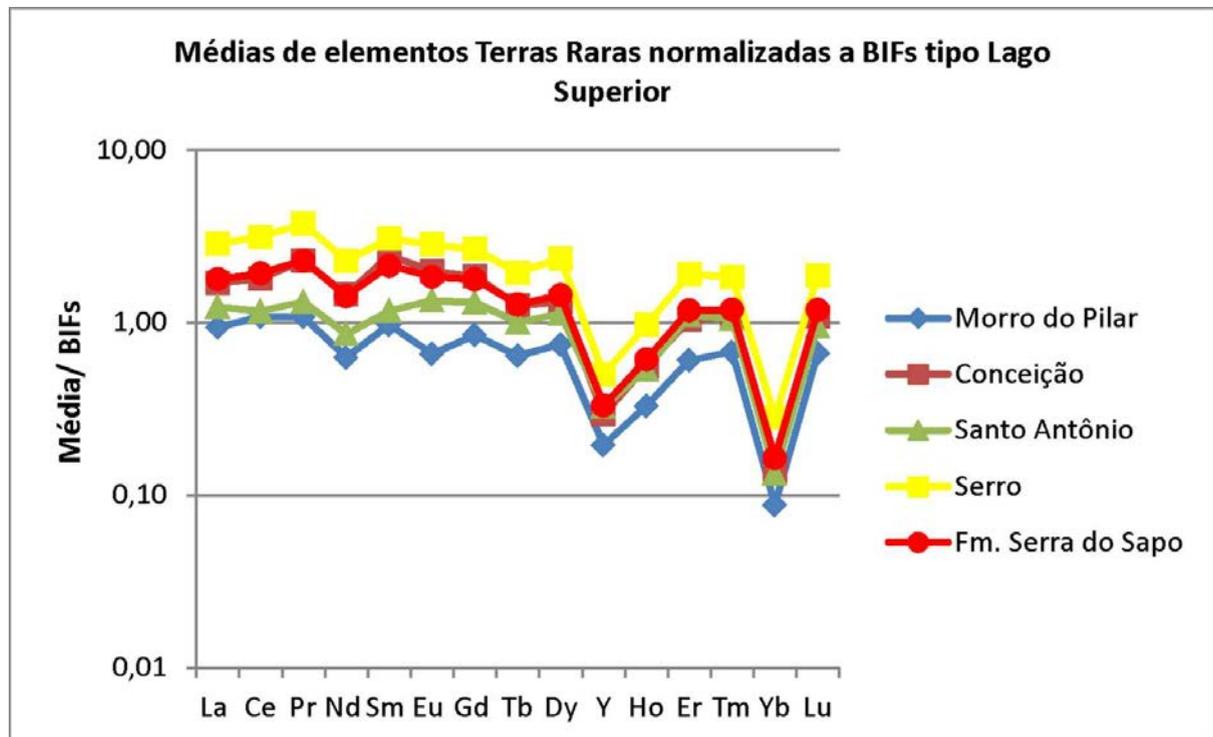


Figura III.5.25 – Médias de teores de elementos Terras Raras normalizados a BIFs tipo Lago Superior (McClung 2006) por região.

Os elementos Terras Raras das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional são também comparadas a BIFs do Quadrilátero Ferrífero e de BIFs enriquecidas de Carajás (Tabela III.5.20 e Figura III.5.26).

Tabela III.5.20 – Dados utilizados para comparações entre BIFs conforme Figura III.5.26

	Quartzo Itabirito do Quadrilátero Ferrífero (Spier <i>et al.</i> ,2007)	Corpos ricos em Fe de Carajás (Figueiredo e Silva <i>et al.</i> (2008) e Klein & Ladeira (2002)	Teor Médio de BIFs Tipo Lago Superior McClung (2006)
La	1,40	2,24	2,16
Ce	2,32	2,53	3,69
Pr	0,32	0,31	0,38
Nd	1,59	1,36	2,68
Sm	0,42	0,19	0,40
Eu	0,15	0,13	0,17
Gd	0,54	0,27	0,55
Tb	0,09	0,05	0,12
Dy	0,56	0,25	0,66
Y	4,22	5,84	25,00
Ho	0,12	0,06	0,37
Er	0,35	0,11	0,62
Tm	0,05		0,09
Yb	0,30	0,07	0,43
Lu	0,05	0,01	0,10

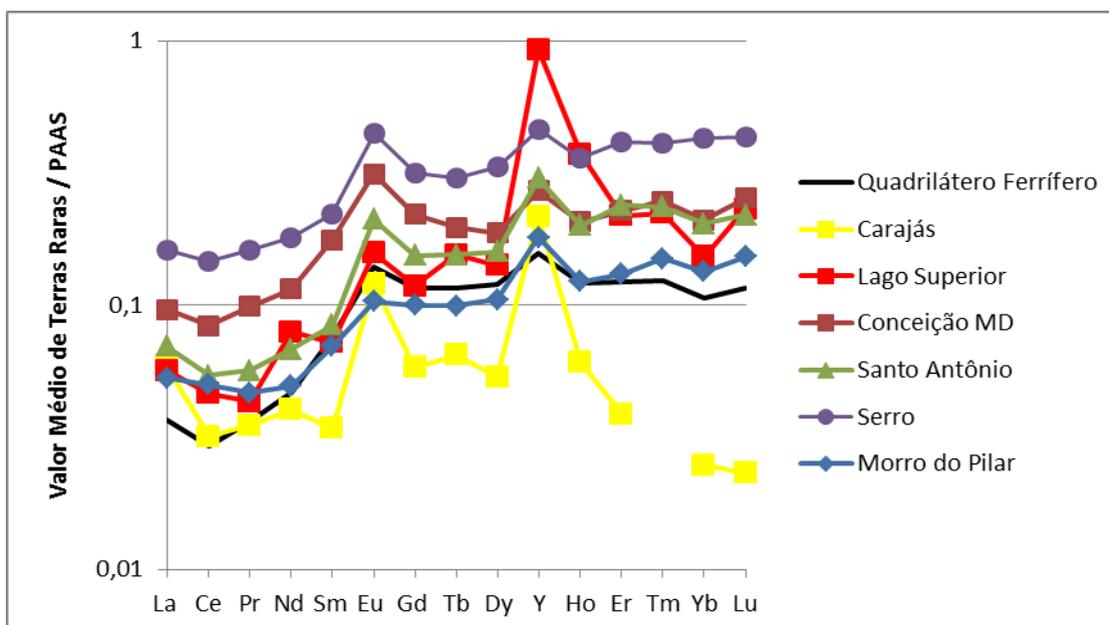


Figura III.5.26 – Gráfico de teores médios de elementos Terras Raras das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional comparados com Quartzos Itabiritos do Quadrilátero Ferrífero (Spier *et al.* 2007) e a BIFs enriquecidas em ferro de Carajás(Figueiredo e Silva *et al.* 2008; Klein & Ladeira 2002).

Discussões e Interpretações

A interpretação de dados geoquímicos das formações ferríferas da borda leste da Serra do Espinhaço passa pelo entendimento de uma série de fatores que, agindo em conjunto, acabaram por moldar a assinatura química destas rochas. Estes fatores são o ambiente de deposição, principalmente a profundidade e época geológica da deposição (Planavsky *et al.* 2010; Figura III.5.20); a contaminação das BIFs por material detrítico e a influência dos fluidos hidrotermais que atingiram as BIFs durante o hidrotermalismo Brasileiro (item III.4).

A profundidade e a idade da deposição influenciam no estado de oxirredução das águas do mar e conseqüentemente na solubilidade do ferro e dos elementos Terras Raras (Bau 1993; Alexander *et al.* 2008; Planavsky *et al.* 2010). Os oceanos do início do Paleoproterozoico (períodos Estateriano e Orosiriano quando ocorreram as deposições das formações Serra do Sapo e Canjica) eram estratificados em relação ao seu conteúdo de oxigênio. Possuíam uma camada superior de águas oxigenadas e uma camada inferior de águas anóxicas, separadas por um redoxiclínio, isto é, um limite a partir do qual, rumo a superfície, existia suficiente oxigênio livre nas águas para oxidar todos os íons de ferro em solução.

Nas formações ferríferas do início do Paleoproterozoico, os padrões de Terras Raras + Y mostram evidências de um transporte de metais e de óxidos de Cério desde águas rasas e oxidadas através do redoxclínio (Figura III.5.20 A e B). As Terras Raras + Ítrio ligadas a partículas são carregadas através do redoxclínio por meio de partículas de óxidos (principalmente de manganês). Ao atingirem as condições anóxicas das águas abaixo do redoxclínio estas partículas se dissolvem, liberando nas águas as Terras Raras que carregavam. Isso provoca o abaixamento da razão Y/Ho, o aumento da razão Terras Raras leves/Terras Raras pesadas e também o aumento das concentrações de Cério que passa a ser positivamente anômalo. Padrões para concentrações de elementos Terras Raras em BIFs, depositadas em diferentes profundidades, acima e abaixo do redoxiclínio, foram apresentados por Planavsky *et al.* (2010) (Figura III.5.20).

Em contraste, as formações ferríferas arqueanas (Figura III.5.20 C e D) não mostram padrões de Terras Raras que demonstram este transporte de Terras Raras por óxidos o que aponta para a ausência de uma porção superior óxica nos oceanos arqueanos. Isto é, eles não eram estratificados antes do grande evento de oxidação datado em 2,3-2,4 Ga (Planavsky *et al.* 2010).

As BIFs das formações Canjica e Serra do Sapo tiveram suas assinaturas químicas de Terras Raras (valores médios dos elementos Terras Raras normalizados ao PAAS) comparadas com os

padrões de Planavsky *et al.* 2010 (Figura III.5.20 B). As anomalias de Ce, Eu e Y e a inclinação da curva de Terras Raras serviram como parâmetros principais na comparação.

O valor (tamanho) e o sinal (positivo ou negativo) das anomalias de Ce, Eu e Y, bem como e a relação entre a anomalia de Eu e a de Y, (a anomalia de Eu é pouco maior que a anomalia de Y) e a inclinação geral da curva permitiram inferir que a deposição da Fm. Serra do Sapo nas regiões de Conceição do Mato Dentro e Santo Antônio se deu abaixo do redoxiclínio (Figura III.5.20 A e B), porém não nas porções mais fundas da bacia onde seria esperada anomalia positiva de Ce e nenhuma anomalia de Y. Santo Antônio por apresentar uma anomalia de Y pouco maior que a anomalia de Eu deve ter sido um ambiente um pouco mais raso que Conceição do Mato Dentro sugerindo que a bacia ficava mais rasa no rumo sudoeste.

A região de Morro do Pilar apresenta anomalia de Ce quase inexistente e uma anomalia de Y maior que a anomalia de Eu, parâmetros estes que sugerem a sua deposição em um ambiente raso, acima do redoxiclínio (Figura III.5.20 A e B).

A região de Serro representa a Fm. Canjica e o ambiente de deposição do Grupo Serra de São José. Baseado nas anomalias de Ce, Eu e Y pode-se inferir que sua deposição ocorreu logo abaixo do redoxiclínio, em uma profundidade semelhante a da região de Conceição do Mato Dentro (Figura III.5.20 A e B).

O padrão de elementos Terras Raras e suas anomalias não são os únicos parâmetros que podemos usar para investigar o ambiente de deposição das BIFs e os demais parâmetros que contribuem para moldar a assinatura geoquímica destas rochas também devem também ser analisados. A contaminação detrítica contribui para o entendimento do ambiente de deposição, uma vez que uma maior contribuição detrítica é esperada para as porções mais rasas da bacia e mais próximas das fontes continentais. Bacias de bordas mais elevadas, tectonicamente ativas e mais expostas a processos erosivos, devem também receber uma maior contribuição detrítica do que bacias localizadas em continentes mais planos, com pouca atividade tectônica. Em síntese, o tipo de bacia e a proximidade entre o local de deposição das BIFs e as margens da bacia influenciam na quantidade de contaminação detrítica que as BIFs recebem.

A contaminação do ambiente de deposição das BIFs por material detrítico é principalmente investigada pela análise dos teores dos elementos litófilos (Al, Ti, Zr, Th, Sc e Hf). Uma análise dos conteúdos de elementos maiores nas formações ferríferas do mundo mostra que elas tem, em média, o conteúdo de Fe variando entre 20 e 40% (em peso), de SiO₂ variando entre 43 e 56%, MgO entre 1,2 e 6,7%, CaO entre 1,8 e 9% e Al₂O₃ entre 0,09 e 1,88% (Klein 2005). Formações

ferríferas quando não contaminadas por material detrítico continental ou por material piroclástico têm conteúdos empobrecidos em praticamente todos os elementos químicos maiores, com exceção de Si e Fe. O empobrecimento em Al_2O_3 indica a deposição das BIFs em bacias famintas por sedimentos detríticos de origem continental. Os gráficos das Figuras III.5.1 mostram que as BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional são enriquecidas em ferro e empobrecidas nos demais elementos maiores com exceção de Si, quando comparadas ao PAAS. Quando comparadas a BIFs do tipo Lago Superior (Figura III.5.22) as BIFs estudadas apresentam conteúdos semelhantes de Fe e Si e são empobrecidas em todos os outros elementos maiores incluindo Al, com a exceção do P que aparece enriquecido em algumas amostras.

Estas comparações permitem dizer que as bacias Serra de São José e Serra da Serpentina eram, de modo geral, famintas em sedimentos clásticos quando da deposição das suas formações ferríferas, porém, algumas amostras mostram parâmetros com valores indicativos de contaminação crustal. O conteúdo de alumina (Al_2O_3) é um destes parâmetros e na Figura III.5.10A as amostras 023-701 e 024-701 de Morro do Pilar e as amostras SE03, SE05, SE08, SE09, SE10 e SE11 de Serro apresentam teores de Al_2O_3 acima de 1,5% o que indica uma contaminação por material detrítico continental. Outro parâmetro para estudo de contaminação detrítica é a razão $Al/(Al+Fe+Mn)$ conforme mostrado no gráfico da Figura III.5.17 que também mostra que quase todo o grupo de amostras com teores de $Al_2O_3 > 1,5\%$ também faz parte do grupo com maiores valores de $Al/(Al+Fe+Mn)$.

O grupo de amostras com contaminação detrítica (amostras 023-701 e 024-701 de Morro do Pilar e as amostras SE03, SE05, SE08, SE09, SE10 e SE11 de Serro) mostra que uma maior percentagem de amostras da bacia da Formação Canjica em Serro recebeu contribuição detrítica quando comparadas as amostras da bacia da Serra da Serpentina. O ambiente de deposição (rifte a rifte-sag – item III.2) da Fm. Canjica justificaria esta maior contribuição detrítica recebida pela bacia Serra de São José, visto que, em ambientes de rifte, com limites formados por bordas de escarpas de falhas, a fonte de material detrítico deve estar mais próxima do local de deposição das BIFs e mais exposta a erosão, que no ambiente Sag, pouco profundo, tectonicamente tranquilo, da bacia Serra da Serpentina.

Dentro da bacia da Serra da Serpentina, a região de Morro do Pilar foi a que apresentou amostras com maiores teores de Al_2O_3 e da razão $Al/(Al+Fe+Mn)$ e portanto, deve ser a região mais rasa desta bacia, corroborando o ambiente raso definido para Morro do Pilar pela análise das anomalias de Terras Raras (Figura III.5.20 A e B).

O aumento do conteúdo de Al está relacionado ao aumento da contaminação detrítica e também ao aumento do conteúdo dos demais elementos litófilos como mostrado pela boa correlação entre os teores destes elementos litófilos e o teor de Al_2O_3 (Figura III.5.11 e Tabela III.5.17).

Uma correlação também existe entre o conteúdo de Al (e conseqüentemente da contaminação por material detrítico) e o aumento no conteúdo total de Terras Raras (Figuras III.5.10 e III.5.12), principalmente na bacia Serra de São José em Serro.

Outro fator importante, que contribui para a assinatura química do ambiente de deposição das BIFs, isto é, das águas do mar e conseqüentemente das próprias BIFs são os fluidos hidrotermais de alta temperatura, que são a fonte do Fe e do Si (Jacobsen & Pimentel-Klose 1988; Bau & Möller 1993; Alexander *et al.* 2008). A contribuição dos fluidos hidrotermais de alta temperatura se manifesta nas BIFs principalmente pelas anomalias positivas fortes de Eu e Y (Figura III.5.6, Tabelas III.5.8, III.5.11, III.5.13). Os valores das anomalias de Európio (normalizado ao PAAS) são claramente positivos, indicando a origem hidrotermal marinha do ferro. Porém estas anomalias não atingem valores muito altos característicos de formações ferríferas bandadas arqueanas, isto é, daquelas depositadas muito próximas da fonte hidrotermal. É provável que as bacias deposicionais das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional estivessem longe da fonte hidrotermal, mas recebesse inputs de águas ricas em ferro hidrotermal ocasionalmente, propiciando a deposição das BIFs em épocas específicas da evolução das bacias. A ausência de rochas vulcânicas intercaladas na bacia também apoia a hipótese de uma distância significativa entre bacia e fonte vulcânica-hidrotermal.

Anomalias de Ítrio são fortemente positivas ou nas águas profundas arqueanas, muito anóxicas e próximas a fonte hidrotermal, ou nas águas rasas estaterianas-orosirianas oxigenadas (Figura III.5.20). Nestes casos elas são maiores em valor que as anomalias de Európio. Nas amostras analisadas as anomalias de Y são positivas (Tabela III.5.11), porém não são maiores que as anomalias de Európio (Tabela III.5.8). Esta relação sugere a deposição em uma bacia estratificada, não arqueana, conforme os perfis de Terras Raras (Planavsky *et al.* 2010) mostrados na Figura III.5.20.

O quarto fator que contribuiu para a assinatura geoquímica das BIFs da borda leste da Serra do Espinhaço meridional é o hidrotermalismo Brasileiro que afetou as rochas da região (item III.4). Os efeitos de fluidos hidrotermais na química das rochas afetadas são de difícil entendimento porque dependem do conteúdo químico, do pH e da fugacidade de oxigênio do fluido, bem como da interatividade entre rocha e fluido (Gutzmer *et al.* 2008). Informações precisas e quantitativas sobre estes parâmetros podem ser obtidas pelo estudo de inclusões fluidas, que não foram

conduzidos neste trabalho. Porém informações qualitativas podem ser obtidas pelo estudo mineralógico de BIFs e suas encaixantes, conforme a discussão apresentada no item III.4, onde foi possível discernir que os fluidos hidrotermais que atingiram a região eram ricos, pelo menos em algum dos seus pulsos, em As, S, Fe, B, Li, Y, Pb, Bi, Te, Au e elementos Terras Raras, para poderem responder pelo crescimento de todos os minerais hidrotermais encontrados em rochas e veios (Tabela III.4.2). A presença de sobrecrescimentos de xenotima hidrotermal (item III.4) exige que os fluidos sejam ricos em P e Y (e/ou) Yb, já que a xenotima é um fosfato de Y e/ou Yb que incorpora elementos Terras Raras em sua rede cristalográfica. Além destes elementos citados, Silveira-Braga *et al.* (2015) imputa a fluidos hidrotermais as fortes anomalias positivas de Ce encontradas em BIFs da região de Morro Escuro (Figuras I.3.1 e III.1.2 B) por conta da ocorrência, nestas BIFs, de cristais de alanita hidrotermal.

Fortes anomalias positivas verdadeiras de Ce também são encontradas na Formação Serra do Sapo nas amostras 018-701 de Morro do Pilar, 19 de Conceição do Mato Dentro e SA06, SA02 de Santo Antônio (Figura III.5.7). Estas anomalias não devem ser resultantes nem do ambiente de deposição, nem de contribuições detríticas. Não é esperado, para o ambiente de deposição das BIFs da Formação Serra do Sapo, obtido pela comparação entre o padrão geral de elementos Terras Raras destas BIFs e os padrões de Planavsky *et al.* (2010), a geração de fortes anomalias positivas de Ce (Figura III.5.20 A e B). Além disso, nenhuma destas amostras com fortes anomalias positivas de Ce encontram-se entre as amostras com evidências de contaminação detrítica (Figura III.5.13), seja pelo teor elevado de Al_2O_3 (Figura III.5.10), seja pelo valor elevado da razão $Al/(Al+Fe+Mn)$ (Figura III.5.17 B). Desta forma, as fortes anomalias positivas de Ce encontradas em amostras da Fm. Serra do Sapo (amostras 018-701, 19, SA06 e SA02) devem ter sido causadas pela ação de fluidos hidrotermais brasileiros como sugerido por Silveira-Braga *et al.* (2015).

A contaminação por fluidos hidrotermais de baixa temperatura nas BIFs estudadas se ressalta na análise do padrão de espalhamento das amostras observada nos gráficos das Figuras III.5.15 e III.5.16. Nestas figuras pode-se quantificar a influência dos fluidos hidrotermais de alta temperatura (cerca de 0,5%; Figura III.5.16) e observar que a dispersão das amostras rumo ao campo dos fluidos hidrotermais de baixa temperatura sugere a atuação destes fluidos hidrotermais na região.

Uma quantificação entre as contribuições detríticas e hidrotermais de alta temperatura é obtida por meio do gráfico da Figura III.5.17. Este gráfico mostra que as BIFs da Formação Serra do Sapo e Formação Canjica tem mais de 90% do seu conteúdo originado de fonte hidrotermal, que

é um valor esperado, pois SiO_2 e Fe_2O_3 (Si e Fe são considerados de origem hidrotermal) compõem em média mais de 90% do conteúdo destas BIFs (Tabela III.5.1). Somente uma amostra de Serro mostra um conteúdo de material detrítico em torno de 20% (Figura III.5.17A). Metapelitos do Grupo Serra da Serpentina foram também analisados (Tabela III.5.22) e colocados neste gráfico (Figura III.5.17A) para comparação. Os metapelitos se posicionaram bem próximos ao campo de contribuição 100% detrítica, corroborando a validade do gráfico para a análise apresentada.

Os valores da razão Y/Ho (Tabela III.5.16) apontam também para uma origem hidrotermal do ferro e para uma baixa contaminação detrítica na bacia. Estes valores são, em sua maioria, maiores que o valor encontrado em metapelitos (Y/Ho = 27) e mais próximos do valor de fontes hidrotermais (Y/Ho = 44) (Figura III.5.13).

Os dados de avaliação do estado de oxigenação da bacia (Figura III.5.21) mostram que grande parte das formações ferríferas bandadas do Grupo Serra da Serpentina se depositaram em ambiente oxigenado, mas que parte se depositou em águas pouco oxigenadas. Este aparente conflito entre os dados, observado em todas as regiões estudadas (Morro do Pilar, Conceição do Mato Dentro, Santo Antônio e Serro) pode ser devido às imprecisões inerentes aos métodos utilizados, mas é possível supor que a deposição tenha ocorrido bem próxima ao limite (redoxclínio) entre uma porção superior oxigenada da bacia e uma porção inferior anóxica, em parte misturando características de ambas as fácies. Isto é, os dados do estado de oxidação das bacias estudadas também sugerem que a deposição das formações ferríferas bandadas da borda leste da Serra do Espinhaço meridional ocorreram em uma bacia estratificada, com a porção superior oxigenada.

Em conclusão, a análise conjunta das anomalias de Cério, Európio, Ítrio e das razões entre Terras Raras leves e pesadas (Y/Ho; Pr/Yb), bem como o estudo do estado de oxirredução do paleo-ambiente deposicional e os estudos de contaminação por material detrítico apontam para a deposição das formações ferríferas bandadas da borda leste da Serra do Espinhaço meridional em bacias estratificadas com porção superior oxigenada, com o ferro sendo originado de fonte hidrotermal marinha. A bacia do Grupo Serra de São José recebeu uma maior contribuição detrítica, quando comparada a bacia do Grupo Serra da Serpentina, provavelmente por causa do ambiente rifte onde se desenvolveu. Um evento hidrotermal Brasileiro perturbou a química original das formações ferríferas da borda leste da Serra do Espinhaço meridional gerando, em algumas amostras, fortes anomalias positivas Ce e provocando alterações nas químicas de outros elementos (P, As, S, Fe, B, Li, Y, Pb, Bi, Te, Au e elementos Terras Raras).

Tabela III.5.21 – Resultados de análises químicas de amostras de formações ferríferas bandadas. CMD=Conceição do Mato Dentro

Amostra	006-701	011-701	012-701	013-701	014-701	016-701	016-702	016-703	017-701	018-701	019-701	023-701	024-701	1
Local	Morro do Pilar	CMD												
Coordenadas	668889 E / 7879035 N	669191 E / 7881261 N	668286 E / 7888262 N	668228 E / 7889083 N	668958 E / 7881065 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	669353 E / 7881279 N	668596 E / 7883467 N	668979 E / 7883672 N	669565 E / 7881276 N	668775 E / 7880722 N	667997 E / 7903981 N
SiO2	49,480	51,360	53,340	54,870	49,270	53,240	45,410	56,140	52,680	54,730	70,380	50,390	55,810	42,810
Al2O3	0,130	0,110	0,110	0,240	0,290	0,330	0,130	0,150	0,390	0,160	0,680	1,880	1,520	0,160
Fe2O3	50,030	48,120	46,360	44,110	49,790	45,320	54,100	43,160	46,240	44,640	27,970	43,730	41,490	56,280
MnO	0,060	0,060	0,020	0,030	0,050	0,020	0,020	0,100	0,040	0,020	0,320	0,670	0,050	0,020
MgO	0,005	0,040	0,005	0,005	0,060	0,005	0,005	0,005	0,120	0,005	0,020	1,230	0,070	0,030
CaO	0,005	0,030	0,005	0,005	0,020	0,005	0,005	0,040	0,020	0,005	0,010	0,410	0,005	0,030
Na2O	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,020	0,005
K2O	0,010	0,005	0,005	0,050	0,050	0,030	0,005	0,020	0,060	0,005	0,100	0,210	0,440	0,005
TiO2	0,005	0,005	0,005	0,005	0,020	0,010	0,005	0,005	0,030	0,005	0,030	0,070	0,070	0,010
P2O5	0,030	0,040	0,030	0,030	0,020	0,020	0,030	0,050	0,020	0,020	0,020	0,070	0,030	0,040
Cr2O3	0,001	0,001	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,007	0,001	0,001
LOI	0,200	0,200	0,100	0,600	0,400	1,000	0,300	0,300	0,400	0,400	0,400	1,300	0,400	0,600
Na	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,015	0,004
Mg	0,003	0,024	0,003	0,003	0,036	0,003	0,003	0,003	0,072	0,003	0,012	0,742	0,042	0,018
Al	0,069	0,058	0,058	0,127	0,153	0,175	0,069	0,079	0,206	0,085	0,360	0,995	0,804	0,085
K	0,008	0,004	0,004	0,042	0,042	0,025	0,004	0,017	0,050	0,004	0,083	0,174	0,365	0,004
Ca	0,004	0,021	0,004	0,004	0,014	0,004	0,004	0,029	0,014	0,004	0,007	0,293	0,004	0,021
Ti	0,004	0,004	0,004	0,004	0,015	0,007	0,004	0,004	0,022	0,004	0,022	0,052	0,052	0,007
Mn	0,046	0,046	0,015	0,023	0,039	0,015	0,015	0,077	0,031	0,015	0,248	0,519	0,039	0,015
Fe	34,992	33,656	32,425	30,852	34,824	31,698	37,839	30,187	32,341	31,222	19,563	30,586	29,019	39,364
P	0,013	0,017	0,013	0,013	0,009	0,009	0,013	0,022	0,009	0,009	0,009	0,031	0,013	0,017
Cr	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,001
Be	2,000	2,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	2,000	0,500	0,500	1,000	3,000	0,500
Sc	1,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	1,000	2,000	1,000	0,500
V	28,000	21,000	23,000	23,000	24,000	72,000	29,000	42,000	20,000	20,000	18,000	65,000	21,000	22,000
Co	1,500	2,300	1,300	1,600	1,400	2,500	1,300	2,500	2,700	0,500	12,700	9,800	3,000	0,700
Ni	3,100	3,300	1,400	2,500	2,600	3,300	2,400	4,800	3,400	1,100	39,400	21,800	5,600	4,100
Cu	6,100	2,400	3,900	2,700	1,500	7,000	2,700	2,200	2,900	7,000	10,600	1,200	6,600	2,200
Zn	4,000	12,000	1,000	4,000	6,000	2,000	1,000	2,000	12,000	1,000	36,000	33,000	5,000	2,000
Ga	1,000	0,900	0,600	1,400	1,000	1,100	0,900	1,000	0,900	1,000	3,300	3,300	1,900	1,000
As	0,600	1,000	0,600	0,800	0,250	0,250	0,800	1,400	1,100	0,600	1,400	0,800	1,000	1,500
Se	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250

Amostra	006-701	011-701	012-701	013-701	014-701	016-701	016-702	016-703	017-701	018-701	019-701	023-701	024-701	1
Local	Morro do Pilar	CMD												
Coordenadas	668889 E / 7879035 N	669191 E / 7881261 N	668286 E / 7888262 N	668228 E / 7889083 N	668958 E / 7881065 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	669353 E / 7881279 N	668596 E / 7883467 N	668979 E / 7883672 N	669565 E / 7881276 N	668775 E / 7880722 N	667997 E / 7903981 N
Rb	0,200	0,050	0,100	0,700	0,900	0,700	0,200	0,400	1,000	0,200	1,800	3,500	7,200	0,200
Sr	10,800	0,250	0,900	3,600	1,900	0,800	1,200	2,600	1,700	1,700	2,300	8,400	5,600	1,900
Zr	22,700	9,800	7,500	6,600	9,100	8,100	4,700	12,700	24,900	3,800	22,100	61,400	30,100	3,300
Nb	0,200	0,200	0,900	0,400	0,300	0,100	0,300	0,050	0,800	0,900	0,600	1,400	1,200	0,200
Mo	0,900	0,600	0,500	0,700	0,300	0,400	0,400	0,400	1,300	0,700	0,800	0,400	0,400	1,100
Ag	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Cd	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Sn	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sb	0,200	0,200	0,400	0,200	0,050	0,050	0,100	0,200	0,050	0,300	0,300	0,100	0,050	0,300
Cs	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,100	0,050	0,100	0,050
Ba	426,000	5,000	10,000	183,000	74,000	23,000	8,000	187,000	86,000	51,000	276,000	183,000	601,000	70,000
Hf	0,400	0,200	0,200	0,100	0,050	0,100	0,050	0,200	0,700	0,050	0,500	0,800	0,700	0,050
Ta	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
W	0,050	1,200	0,600	1,100	0,900	1,300	1,100	0,250	0,600	1,000	1,600	1,400	2,500	2,000
Au	1,900	2,300	0,700	1,700	1,200	3,800	0,600	1,600	1,200	1,400	0,800	0,900	0,900	3,900
Hg	0,040	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Tl	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Pb	1,500	0,600	0,400	0,700	0,600	0,700	0,300	1,000	0,900	0,200	1,900	1,100	1,900	1,000
Bi	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Th	0,300	0,100	0,300	0,300	0,400	0,300	0,100	0,100	1,100	0,200	0,700	2,100	2,400	0,100
U	1,300	1,900	0,700	1,000	3,600	1,400	0,900	2,700	2,400	0,900	1,000	6,100	0,800	1,200
La	1,000	0,800	1,700	2,100	3,800	1,100	0,400	1,100	2,700	1,700	2,600	3,900	3,400	2,000
Ce	1,500	1,200	2,600	3,500	5,800	1,600	0,500	1,800	5,800	7,500	5,100	8,500	6,300	3,000
Pr	0,200	0,150	0,330	0,410	0,670	0,140	0,070	0,270	0,640	0,290	0,580	0,950	0,630	0,350
Nd	0,800	0,700	1,500	1,900	2,900	0,500	0,400	1,400	2,500	1,100	2,500	3,700	1,900	1,300
Sm	0,200	0,150	0,390	0,450	0,610	0,100	0,110	0,450	0,410	0,310	0,500	1,050	0,310	0,290
Eu	0,060	0,060	0,100	0,110	0,160	0,030	0,050	0,200	0,090	0,030	0,210	0,280	0,070	0,110
Gd	0,310	0,240	0,670	0,600	0,480	0,090	0,200	0,580	0,350	0,280	0,770	1,190	0,280	0,320
Tb	0,050	0,040	0,140	0,080	0,070	0,020	0,030	0,100	0,060	0,040	0,130	0,190	0,050	0,060
Dy	0,380	0,350	0,940	0,340	0,420	0,130	0,210	0,660	0,360	0,230	0,930	1,080	0,360	0,330
Y	4,400	3,800	9,500	2,500	4,600	1,300	2,800	7,300	3,900	2,100	7,200	10,600	3,400	3,100
Ho	0,090	0,100	0,240	0,070	0,100	0,030	0,060	0,180	0,090	0,050	0,220	0,270	0,080	0,090
Er	0,320	0,270	0,780	0,180	0,320	0,110	0,170	0,500	0,310	0,150	0,660	0,800	0,290	0,300

Amostra	006-701	011-701	012-701	013-701	014-701	016-701	016-702	016-703	017-701	018-701	019-701	023-701	024-701	1
Local	Morro do Pilar	CMD												
Coordenadas	668889 E / 7879035 N	669191 E / 7881261 N	668286 E / 7888262 N	668228 E / 7889083 N	668958 E / 7881065 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	668840 E / 7880873 N	669353 E / 7881279 N	668596 E / 7883467 N	668979 E / 7883672 N	669565 E / 7881276 N	668775 E / 7880722 N	667997 E / 7903981 N
Tm	0,050	0,050	0,110	0,030	0,060	0,020	0,030	0,080	0,050	0,030	0,110	0,120	0,050	0,040
Yb	0,290	0,290	0,610	0,200	0,350	0,120	0,180	0,560	0,290	0,150	0,710	0,820	0,330	0,180
Lu	0,050	0,050	0,100	0,030	0,070	0,030	0,030	0,100	0,060	0,020	0,130	0,130	0,060	0,060

Amostra	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Local	CMD													
Coordenadas	667796 E / 7903999 N	668379 E / 7901872 N	668387 E / 7901792 N	668393 E / 7901984 N	668777 E / 7898779 N	668577 E / 7899016 N	668407 E / 7899008 N	665609 E / 7908179 N	665606 E / 7907997 N	666199 E / 7906799 N	664715 E / 7913444 N	664715 E / 7913444 N	665596 E / 7907580 N	664554 E / 7913364 N
SiO2	36,220	62,090	59,300	43,360	44,750	51,250	44,490	22,480	49,560	31,120	61,070	34,080	40,000	73,490
Al2O3	0,870	0,070	0,180	0,330	0,160	1,000	0,110	0,220	0,490	0,310	0,140	0,660	0,520	1,240
Fe2O3	60,470	37,920	40,300	55,830	54,490	46,970	55,030	76,990	49,320	68,060	38,440	64,260	58,540	24,060
MnO	0,220	0,010	0,020	0,010	0,020	0,020	0,010	0,030	0,220	0,020	0,020	0,110	0,460	0,030
MgO	0,910	0,005	0,030	0,005	0,020	0,020	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,030	0,005	0,150
CaO	0,260	0,005	0,020	0,005	0,180	0,005	0,005	0,060	0,005	0,005	0,030	0,070	0,020	0,220
Na2O	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,010	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,020
K2O	0,005	0,005	0,010	0,080	0,005	0,170	0,020	0,020	0,100	0,020	0,030	0,150	0,010	0,380
TiO2	0,150	0,005	0,010	0,030	0,005	0,030	0,010	0,020	0,020	0,030	0,005	0,030	0,040	0,040
P2O5	0,200	0,020	0,030	0,020	0,140	0,020	0,020	0,070	0,030	0,020	0,050	0,160	0,040	0,060
Cr2O3	0,004	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,002
LOI	0,600	-0,100	0,100	0,300	0,200	0,500	0,300	0,100	0,200	0,400	0,200	0,400	0,300	0,300
Na	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,015
Mg	0,549	0,003	0,018	0,003	0,012	0,012	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,018	0,003	0,090
Al	0,460	0,037	0,095	0,175	0,085	0,529	0,058	0,116	0,259	0,164	0,074	0,349	0,275	0,656
K	0,004	0,004	0,008	0,066	0,004	0,141	0,017	0,017	0,083	0,017	0,025	0,125	0,008	0,315
Ca	0,186	0,004	0,014	0,004	0,129	0,004	0,004	0,043	0,004	0,004	0,021	0,050	0,014	0,157
Ti	0,112	0,004	0,007	0,022	0,004	0,022	0,007	0,015	0,015	0,022	0,004	0,022	0,030	0,030
Mn	0,170	0,008	0,015	0,008	0,015	0,015	0,008	0,023	0,170	0,015	0,015	0,085	0,356	0,023
Fe	42,294	26,522	28,187	39,049	38,112	32,852	38,489	53,849	34,496	47,603	26,886	44,945	40,944	16,828
P	0,087	0,009	0,013	0,009	0,061	0,009	0,009	0,031	0,013	0,009	0,022	0,070	0,017	0,026
Cr	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001
Be	3,000	0,500	0,500	2,000	1,000	2,000	1,000	0,500	2,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sc	3,000	0,500	0,500	1,000	0,500	1,000	0,500	1,000	1,000	2,000	0,500	1,000	2,000	1,000
V	80,000	15,000	19,000	47,000	58,000	28,000	9,000	85,000	69,000	32,000	20,000	31,000	31,000	20,000
Co	8,100	0,800	0,400	0,300	0,300	0,100	0,100	0,900	1,300	0,700	0,200	1,500	5,200	0,800
Ni	20,700	2,100	2,000	2,000	4,800	2,300	1,000	2,300	3,300	3,100	1,200	9,000	48,700	1,700
Cu	1,300	1,800	4,200	1,000	1,800	2,300	1,300	1,200	1,300	3,900	8,200	5,700	2,300	61,600
Zn	26,000	1,000	3,000	1,000	5,000	3,000	0,500	2,000	3,000	2,000	1,000	5,000	32,000	3,000
Ga	3,000	0,800	1,000	1,700	0,900	2,000	0,600	1,600	0,900	1,200	1,000	2,700	1,400	1,500
As	32,900	0,250	1,100	0,800	6,900	1,400	0,250	3,000	1,600	3,200	0,250	4,000	4,900	2,100
Se	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250

Amostra	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Local	CMD													
Coordenadas	667796 E / 7903999 N	668379 E / 7901872 N	668387 E / 7901792 N	668393 E / 7901984 N	668777 E / 7898779 N	668577 E / 7899016 N	668407 E / 7899008 N	665609 E / 7908179 N	665606 E / 7907997 N	666199 E / 7906799 N	664715 E / 7913444 N	664715 E / 7913444 N	665596 E / 7907580 N	664554 E / 7913364 N
Rb	0,200	0,300	0,400	2,100	0,200	4,100	0,200	0,500	2,200	0,600	0,700	3,900	0,200	10,500
Sr	4,600	1,400	2,100	3,000	2,300	2,300	2,600	9,100	8,500	11,100	9,200	8,200	5,300	3,500
Zr	58,700	2,200	5,500	11,300	4,400	7,300	3,700	3,400	7,800	8,700	3,700	10,300	17,800	45,100
Nb	1,600	0,200	0,400	0,400	0,300	0,400	0,200	0,900	0,700	0,300	0,300	0,800	0,800	1,100
Mo	0,500	1,800	1,600	0,800	1,000	0,600	0,900	1,300	0,900	0,800	1,000	1,000	1,100	0,700
Ag	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Cd	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Sn	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sb	0,600	0,500	0,800	0,600	0,700	0,700	0,600	0,800	0,500	0,300	0,600	1,000	0,500	0,200
Cs	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,200	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,100	0,050	0,800
Ba	34,000	19,000	47,000	261,000	8,000	126,000	23,000	359,000	174,000	24,000	215,000	199,000	276,000	43,000
Hf	1,200	0,050	0,100	0,300	0,050	0,200	0,050	0,050	0,050	0,200	0,050	0,200	0,300	1,000
Ta	0,200	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
W	5,900	1,300	1,800	3,100	4,600	5,500	1,700	2,100	1,700	2,900	1,100	2,500	1,200	1,400
Au	4,000	3,300	1,300	1,500	0,250	1,000	1,400	1,700	2,500	0,700	0,700	0,700	0,250	5,100
Hg	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Tl	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Pb	4,400	0,600	0,500	1,500	1,200	1,300	0,500	1,600	1,300	0,600	1,800	1,500	4,000	2,300
Bi	0,100	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Th	3,700	0,100	0,500	0,500	0,100	0,400	0,100	0,100	0,500	0,400	0,100	0,500	0,900	1,400
U	1,700	0,400	0,700	0,900	0,800	1,600	0,500	3,100	1,500	2,000	1,200	2,900	2,600	0,800
La	25,900	1,100	2,100	1,900	1,200	3,000	1,900	2,900	3,900	2,000	3,000	3,100	3,600	5,000
Ce	46,200	1,600	4,200	3,500	2,500	5,600	2,700	5,200	7,200	3,800	6,300	5,400	4,000	10,000
Pr	5,080	0,320	0,870	0,590	0,350	0,580	0,300	0,700	1,180	0,570	0,790	0,780	0,480	0,860
Nd	19,200	1,600	4,300	2,700	1,600	2,300	1,500	2,400	5,600	2,000	3,500	3,600	2,000	3,300
Sm	3,790	0,450	1,330	0,600	0,340	0,200	0,300	0,710	1,310	0,720	0,620	0,930	0,390	0,800
Eu	1,530	0,160	0,390	0,210	0,150	0,070	0,110	0,290	0,540	0,280	0,250	0,350	0,190	0,190
Gd	3,490	0,510	1,400	0,740	0,490	0,180	0,410	0,930	1,640	0,820	0,800	1,250	0,570	0,740
Tb	0,470	0,070	0,210	0,130	0,080	0,030	0,070	0,150	0,250	0,150	0,130	0,200	0,120	0,130
Dy	2,740	0,350	1,060	0,840	0,500	0,200	0,520	1,010	1,440	0,880	0,930	1,210	1,020	0,750
Y	20,800	1,800	5,400	9,300	5,300	2,800	5,900	10,000	10,500	7,300	6,600	9,300	11,900	4,900
Ho	0,640	0,050	0,200	0,220	0,140	0,070	0,130	0,220	0,330	0,220	0,220	0,300	0,280	0,170
Er	2,120	0,130	0,520	0,710	0,390	0,200	0,490	0,770	0,870	0,700	0,680	0,890	1,020	0,520

Amostra	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Local	CMD													
Coordenadas	667796 E / 7903999 N	668379 E / 7901872 N	668387 E / 7901792 N	668393 E / 7901984 N	668777 E / 7898779 N	668577 E / 7899016 N	668407 E / 7899008 N	665609 E / 7908179 N	665606 E / 7907997 N	666199 E / 7906799 N	664715 E / 7913444 N	664715 E / 7913444 N	665596 E / 7907580 N	664554 E / 7913364 N
Tm	0,340	0,020	0,080	0,110	0,060	0,040	0,070	0,110	0,120	0,100	0,110	0,130	0,170	0,090
Yb	2,330	0,100	0,460	0,560	0,380	0,160	0,400	0,810	0,690	0,660	0,630	0,590	1,050	0,490
Lu	0,450	0,020	0,070	0,100	0,060	0,040	0,080	0,120	0,120	0,100	0,110	0,120	0,210	0,080

Amostra	16	17	18	19	20	21	22	SA01	SA02	SA03	SA04	SA05	SA06	SE01
Local	CMD	Santo Antônio	Serro											
Coordenadas	668003 E / 7903800 N	665817 E / 7907776 N	667400 E / 7904200 N	667595 E / 7903992 N	667805 E / 7903802 N	666099 E / 7907303 N	668512 E / 7901994 N	685658 E / 7876811 N	686542 E / 7875162 N	684112 E / 7878566 N	683789 E / 7878992 N	685726 E / 7875379 N	684100 E / 7879000 N	671385 E / 7946100 N
SiO2	42,900	42,590	66,470	57,670	56,070	33,580	57,630	65,700	62,580	42,860	53,990	57,730	49,360	57,850
Al2O3	0,150	0,220	0,270	0,130	0,040	1,110	0,330	0,260	0,330	0,100	0,240	0,180	0,100	0,190
Fe2O3	56,530	57,350	33,230	41,900	44,050	64,330	41,780	33,250	34,610	56,350	45,180	40,650	50,140	41,410
MnO	0,040	0,010	0,060	0,130	0,010	0,030	0,020	0,020	0,040	0,020	0,100	0,030	0,010	0,010
MgO	0,080	0,005	0,005	0,030	0,005	0,005	0,005	0,080	0,170	0,005	0,020	0,070	0,005	0,070
CaO	0,100	0,005	0,020	0,060	0,005	0,005	0,020	0,300	1,190	0,010	0,040	0,570	0,005	0,130
Na2O	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,010	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
K2O	0,005	0,010	0,040	0,005	0,005	0,140	0,030	0,040	0,030	0,005	0,010	0,020	0,005	0,020
TiO2	0,010	0,010	0,005	0,005	0,005	0,060	0,020	0,020	0,020	0,005	0,010	0,010	0,005	0,005
P2O5	0,080	0,050	0,060	0,050	0,020	0,050	0,060	0,240	0,380	0,020	0,040	0,390	0,020	0,100
Cr2O3	0,001	0,004	0,001	0,003	0,001	0,010	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002
LOI	0,100	-0,300	-0,200	0,000	-0,200	0,600	0,100	0,100	0,700	0,600	0,400	0,400	0,400	0,200
Na	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	0,048	0,003	0,003	0,018	0,003	0,003	0,003	0,048	0,103	0,003	0,012	0,042	0,003	0,042
Al	0,079	0,116	0,143	0,069	0,021	0,587	0,175	0,138	0,175	0,053	0,127	0,095	0,053	0,101
K	0,004	0,008	0,033	0,004	0,004	0,116	0,025	0,033	0,025	0,004	0,008	0,017	0,004	0,017
Ca	0,071	0,004	0,014	0,043	0,004	0,004	0,014	0,214	0,850	0,007	0,029	0,407	0,004	0,093
Ti	0,007	0,007	0,004	0,004	0,004	0,045	0,015	0,015	0,015	0,004	0,007	0,007	0,004	0,004
Mn	0,031	0,008	0,046	0,101	0,008	0,023	0,015	0,015	0,031	0,015	0,077	0,023	0,008	0,008
Fe	39,539	40,112	23,242	29,306	30,810	44,994	29,222	23,256	24,207	39,413	31,600	28,432	35,069	28,963
P	0,035	0,022	0,026	0,022	0,009	0,022	0,026	0,105	0,166	0,009	0,017	0,170	0,009	0,044
Cr	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,007	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Be	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	1,000	1,000	0,500	0,500	0,500
Sc	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	2,000	1,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
V	8,000	29,000	12,000	15,000	4,000	86,000	41,000	23,000	8,000	14,000	37,000	25,000	53,000	28,000
Co	0,500	0,100	3,000	2,600	0,100	1,500	0,100	0,400	0,300	1,300	1,200	0,400	0,400	1,100
Ni	5,500	1,900	8,700	13,500	0,800	9,000	2,700	3,600	2,900	0,900	4,000	3,900	1,300	4,600
Cu	1,000	2,600	1,600	3,100	0,700	4,200	1,100	11,700	12,300	7,000	12,400	13,700	5,200	8,100
Zn	3,000	2,000	5,000	5,000	0,500	8,000	3,000	7,000	8,000	3,000	9,000	9,000	2,000	7,000
Ga	1,000	0,700	0,900	0,900	0,250	2,000	1,200	0,600	0,250	0,250	1,100	0,600	0,600	0,250
As	2,100	1,300	3,800	4,900	0,250	2,500	0,800	3,300	4,800	0,600	3,100	3,700	0,800	1,900
Se	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250

Amostra	16	17	18	19	20	21	22	SA01	SA02	SA03	SA04	SA05	SA06	SE01
Local	CMD	Santo Antônio	Serro											
Coordenadas	668003 E / 7903800 N	665817 E / 7907776 N	667400 E / 7904200 N	667595 E / 7903992 N	667805 E / 7903802 N	666099 E / 7907303 N	668512 E / 7901994 N	685658 E / 7876811 N	686542 E / 7875162 N	684112 E / 7878566 N	683789 E / 7878992 N	685726 E / 7875379 N	684100 E / 7879000 N	671385 E / 7946100 N
Rb	0,100	0,200	1,300	0,050	0,050	2,700	0,400	1,500	1,100	0,050	0,200	0,600	0,500	0,600
Sr	2,400	16,100	7,100	3,300	1,600	2,100	17,200	2,200	3,900	0,600	3,900	2,600	5,300	2,100
Zr	4,600	5,300	4,400	4,500	1,000	26,600	6,900	7,900	6,000	2,300	6,100	4,400	7,100	2,400
Nb	0,400	0,500	0,300	0,300	0,300	1,200	0,600	0,900	0,900	0,050	0,400	0,500	0,200	0,500
Mo	0,800	0,900	1,000	0,900	0,800	1,200	1,900	1,000	0,500	0,500	0,800	1,100	1,200	1,700
Ag	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Cd	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Sn	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sb	0,800	0,800	0,500	0,200	0,400	0,300	0,500	0,400	0,200	0,200	6,100	0,900	1,200	0,400
Cs	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,100	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Ba	37,000	153,000	571,000	146,000	30,000	128,000	189,000	28,000	91,000	23,000	27,000	2,000	28,000	47,000
Hf	0,100	0,100	0,050	0,050	0,050	0,800	0,100	0,200	0,100	0,050	0,300	0,100	0,100	0,050
Ta	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,100	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
W	2,000	3,800	0,600	1,300	1,000	1,700	2,600	2,600	1,400	2,200	1,800	3,900	3,500	1,500
Au	0,250	0,250	0,250	1,100	0,250	1,400	0,250	0,700	0,600	0,250	3,900	0,900	0,250	0,600
Hg	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Tl	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Pb	0,900	0,900	2,100	1,500	0,500	1,400	0,800	1,100	2,200	0,400	2,200	2,300	0,700	0,500
Bi	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Th	0,500	0,100	0,100	1,000	0,100	1,300	0,500	0,300	0,400	0,100	0,300	0,300	0,100	0,100
U	0,700	1,900	0,900	1,200	0,600	2,500	0,700	1,300	0,300	0,100	1,400	0,700	1,800	0,900
La	2,300	2,600	0,300	1,600	0,800	2,700	7,900	3,600	2,700	1,700	3,700	3,600	0,700	2,300
Ce	2,900	3,100	0,600	4,200	1,000	4,600	18,600	6,200	4,300	1,200	7,100	5,500	1,500	4,500
Pr	0,310	0,440	0,100	0,250	0,140	0,530	3,640	0,710	0,470	0,130	0,800	0,720	0,170	0,510
Nd	1,000	1,900	0,400	1,000	0,500	2,400	21,700	3,300	2,600	1,000	3,100	2,700	1,100	1,900
Sm	0,250	0,660	0,130	0,280	0,110	0,510	6,870	0,660	0,440	0,050	0,670	0,770	0,210	0,580
Eu	0,070	0,300	0,050	0,090	0,050	0,210	1,850	0,280	0,200	0,020	0,370	0,350	0,150	0,260
Gd	0,200	1,080	0,180	0,260	0,160	0,720	5,670	0,850	0,600	0,220	1,090	0,970	0,580	0,580
Tb	0,040	0,200	0,030	0,050	0,030	0,140	0,610	0,130	0,100	0,040	0,220	0,140	0,090	0,070
Dy	0,180	1,310	0,240	0,260	0,170	0,950	2,390	0,890	0,830	0,170	1,130	0,840	0,600	0,590
Y	2,000	16,500	2,100	3,600	2,700	8,000	10,900	9,300	9,000	3,700	10,000	10,600	6,300	4,800
Ho	0,060	0,380	0,060	0,080	0,070	0,230	0,350	0,240	0,240	0,050	0,240	0,270	0,150	0,140
Er	0,180	1,300	0,210	0,350	0,230	0,840	0,880	0,840	0,680	0,380	0,960	0,790	0,440	0,510

Amostra	16	17	18	19	20	21	22	SA01	SA02	SA03	SA04	SA05	SA06	SE01
Local	CMD	Santo Antônio	Serro											
Coordenadas	668003 E / 7903800 N	665817 E / 7907776 N	667400 E / 7904200 N	667595 E / 7903992 N	667805 E / 7903802 N	666099 E / 7907303 N	668512 E / 7901994 N	685658 E / 7876811 N	686542 E / 7875162 N	684112 E / 7878566 N	683789 E / 7878992 N	685726 E / 7875379 N	684100 E / 7879000 N	671385 E / 7946100 N
Tm	0,030	0,220	0,030	0,050	0,030	0,140	0,110	0,120	0,090	0,050	0,140	0,110	0,060	0,050
Yb	0,100	1,530	0,170	0,330	0,170	0,750	0,510	0,670	0,650	0,310	0,640	0,680	0,490	0,500
Lu	0,030	0,280	0,040	0,060	0,030	0,150	0,090	0,130	0,100	0,040	0,100	0,130	0,070	0,080

Amostra	SE02	SE03	SE04	SE05	SE06	SE07	SE08	SE09	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15
Local	Serro													
Coordenadas	671968 E / 7949044 N	670390 E / 7948220 N	671412 E / 7945015 N	671211 E / 7943617 N	671989 E / 7949014 N	671210 E / 7948343 N	671086 E / 7947912 N	670795 E / 7948559 N	670315 E / 7947888 N	670584 E / 7948588 N	670706 E / 7945497 N	670883 E / 7947687 N	671293 E / 7948021 N	670517 E / 7948305 N
SiO2	49,100	30,190	60,780	2,240	49,780	2,070	70,730	54,140	32,110	54,820	58,900	65,200	57,610	65,170
Al2O3	0,130	1,660	0,930	1,570	0,280	1,330	3,050	1,640	2,550	1,660	0,150	0,380	0,150	1,060
Fe2O3	50,640	65,690	37,480	95,010	49,410	93,620	21,530	41,520	63,190	41,770	40,680	33,860	40,840	32,860
MnO	0,020	0,050	0,010	0,020	0,020	0,030	0,070	0,060	0,020	0,040	0,030	0,010	0,010	0,010
MgO	0,005	0,500	0,100	0,030	0,005	0,380	1,880	0,440	0,360	0,020	0,005	0,050	0,005	0,030
CaO	0,005	0,520	0,020	0,005	0,005	0,850	0,530	0,760	0,150	0,005	0,005	0,100	0,340	0,005
Na2O	0,005	0,020	0,020	0,030	0,005	0,010	1,140	0,030	0,040	0,005	0,005	0,005	0,005	0,030
K2O	0,020	0,270	0,250	0,450	0,030	0,300	0,470	0,170	0,670	0,100	0,040	0,100	0,010	0,280
TiO2	0,005	0,140	0,050	0,010	0,010	0,030	0,080	0,050	0,080	0,060	0,010	0,020	0,005	0,050
P2O5	0,020	0,390	0,050	0,030	0,040	0,640	0,390	0,590	0,130	0,070	0,020	0,070	0,290	0,030
Cr2O3	0,001	0,005	0,003	0,003	0,001	0,004	0,003	0,004	0,003	0,005	0,002	0,002	0,003	0,003
LOI	0,100	0,500	0,300	0,600	0,400	0,700	0,100	0,600	0,700	1,400	0,200	0,200	0,700	0,500
Na	0,004	0,015	0,015	0,022	0,004	0,007	0,846	0,022	0,030	0,004	0,004	0,004	0,004	0,022
Mg	0,003	0,302	0,060	0,018	0,003	0,229	1,134	0,265	0,217	0,012	0,003	0,030	0,003	0,018
Al	0,069	0,879	0,492	0,831	0,148	0,704	1,614	0,868	1,350	0,879	0,079	0,201	0,079	0,561
K	0,017	0,224	0,208	0,374	0,025	0,249	0,390	0,141	0,556	0,083	0,033	0,083	0,008	0,232
Ca	0,004	0,372	0,014	0,004	0,004	0,607	0,379	0,543	0,107	0,004	0,004	0,071	0,243	0,004
Ti	0,004	0,105	0,037	0,007	0,007	0,022	0,060	0,037	0,060	0,045	0,007	0,015	0,004	0,037
Mn	0,015	0,039	0,008	0,015	0,015	0,023	0,054	0,046	0,015	0,031	0,023	0,008	0,008	0,008
Fe	35,419	45,945	26,214	66,452	34,559	65,480	15,059	29,040	44,197	29,215	28,453	23,683	28,565	22,983
P	0,009	0,170	0,022	0,013	0,017	0,279	0,170	0,257	0,057	0,031	0,009	0,031	0,127	0,013
Cr	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002
Be	0,500	2,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	2,000	1,000	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sc	0,500	3,000	1,000	0,500	0,500	3,000	2,000	1,000	3,000	0,500	0,500	0,500	0,500	1,000
V	63,000	95,000	13,000	82,000	24,000	173,000	53,000	93,000	27,000	111,000	4,000	13,000	26,000	21,000
Co	1,100	5,300	1,300	1,400	0,300	3,300	13,700	5,900	1,300	1,400	0,500	0,600	0,600	0,800
Ni	2,800	13,100	11,100	0,900	1,900	26,400	19,900	15,300	5,400	5,100	0,900	9,700	3,000	3,200
Cu	10,500	6,500	6,000	4,400	5,200	5,600	6,200	9,700	3,700	7,300	3,900	6,600	6,900	6,700
Zn	3,000	13,000	6,000	2,000	1,000	11,000	17,000	20,000	6,000	9,000	1,000	4,000	3,000	3,000
Ga	0,250	3,100	1,100	2,900	0,800	2,300	2,900	2,600	2,400	2,600	0,250	0,250	0,250	1,400
As	1,500	5,000	1,200	1,900	1,800	7,100	3,600	9,500	1,200	3,300	0,900	1,100	1,200	1,300
Se	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250

Amostra	SE02	SE03	SE04	SE05	SE06	SE07	SE08	SE09	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15
Local	Serro													
Coordenadas	671968 E / 7949044 N	670390 E / 7948220 N	671412 E / 7945015 N	671211 E / 7943617 N	671989 E / 7949014 N	671210 E / 7948343 N	671086 E / 7947912 N	670795 E / 7948559 N	670315 E / 7947888 N	670584 E / 7948588 N	670706 E / 7945497 N	670883 E / 7947687 N	671293 E / 7948021 N	670517 E / 7948305 N
Rb	0,600	4,300	4,100	6,400	0,800	3,600	6,300	6,800	10,900	2,700	1,000	1,800	0,900	3,800
Sr	4,200	10,500	4,000	14,700	10,300	9,500	10,500	17,300	6,900	8,200	2,500	2,500	5,100	6,000
Zr	2,800	14,500	16,200	6,600	4,800	12,000	51,500	29,800	34,100	23,900	4,000	5,000	4,100	14,600
Nb	0,400	2,100	1,200	0,500	0,200	1,100	1,100	1,000	1,700	1,000	0,300	0,500	0,300	0,900
Mo	1,700	0,900	0,300	1,000	0,700	1,400	0,300	0,900	0,400	0,800	0,600	0,900	0,500	0,900
Ag	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Cd	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Sn	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
Sb	0,400	0,200	0,200	0,800	0,200	0,400	0,050	0,200	0,200	0,300	0,200	0,200	0,100	0,100
Cs	0,050	0,050	0,200	0,200	0,050	0,050	0,400	0,050	0,200	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Ba	9,000	379,000	164,000	122,000	92,000	33,000	67,000	76,000	193,000	51,000	29,000	30,000	5,000	41,000
Hf	0,050	0,500	0,300	0,200	0,100	0,300	1,300	0,600	0,800	0,600	0,100	0,200	0,050	0,400
Ta	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,100	0,050	0,100	0,100	0,050	0,050	0,050	0,100
W	1,900	1,900	1,500	2,400	3,300	1,900	0,250	0,900	2,400	1,100	0,250	1,100	1,400	1,400
Au	0,250	0,900	0,250	0,250	0,250	0,250	0,700	0,600	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250
Hg	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Tl	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Pb	0,800	2,300	0,800	1,000	0,500	1,800	0,500	1,600	1,100	1,100	0,400	0,600	2,100	0,700
Bi	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050
Th	0,100	0,800	0,800	0,300	0,200	0,600	2,400	1,600	1,800	1,500	0,100	0,400	0,100	1,000
U	1,000	3,700	1,100	1,100	1,300	6,400	4,900	5,400	1,800	2,700	0,300	0,600	1,800	1,300
La	2,500	6,200	4,600	5,500	4,200	5,600	6,800	24,800	11,300	6,300	0,600	4,200	1,700	5,900
Ce	3,300	10,700	7,200	11,000	5,800	11,300	13,400	51,900	20,200	11,800	1,300	8,500	3,400	9,900
Pr	0,460	1,520	0,950	1,450	0,830	1,850	1,770	5,460	2,460	1,130	0,180	0,950	0,450	1,290
Nd	2,000	7,400	4,700	7,800	3,100	9,300	7,800	19,400	12,300	4,600	0,500	4,200	1,900	4,700
Sm	0,480	1,480	0,880	1,790	0,780	2,290	1,320	3,320	2,480	0,710	0,200	0,770	0,580	0,800
Eu	0,290	0,560	0,350	0,690	0,370	0,570	0,490	1,250	1,000	0,310	0,080	0,310	0,360	0,350
Gd	0,910	1,920	1,190	1,780	1,040	2,290	1,540	2,740	3,820	0,810	0,260	1,010	0,930	1,140
Tb	0,150	0,270	0,260	0,270	0,160	0,400	0,210	0,380	0,620	0,140	0,050	0,180	0,130	0,220
Dy	0,990	1,750	1,820	1,700	0,980	2,780	1,280	2,320	4,040	0,990	0,450	1,090	1,100	1,410
Y	7,800	12,000	16,800	15,100	9,100	18,300	9,900	20,300	33,800	7,000	2,900	11,600	6,400	12,000
Ho	0,220	0,410	0,450	0,430	0,230	0,660	0,280	0,520	0,950	0,190	0,110	0,300	0,170	0,310
Er	0,620	1,200	1,470	1,270	0,780	2,240	1,010	1,960	3,070	0,750	0,280	0,870	0,590	1,090

Amostra	SE02	SE03	SE04	SE05	SE06	SE07	SE08	SE09	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15
Local	Serro													
Coordenadas	671968 E / 7949044 N	670390 E / 7948220 N	671412 E / 7945015 N	671211 E / 7943617 N	671989 E / 7949014 N	671210 E / 7948343 N	671086 E / 7947912 N	670795 E / 7948559 N	670315 E / 7947888 N	670584 E / 7948588 N	670706 E / 7945497 N	670883 E / 7947687 N	671293 E / 7948021 N	670517 E / 7948305 N
Tm	0,070	0,170	0,210	0,190	0,090	0,370	0,150	0,240	0,440	0,100	0,050	0,130	0,070	0,150
Yb	0,510	1,110	1,390	1,230	0,700	2,580	1,230	1,560	3,120	0,950	0,340	1,010	0,590	1,330
Lu	0,070	0,180	0,250	0,160	0,090	0,400	0,200	0,290	0,480	0,150	0,040	0,160	0,080	0,170

Tabela III.5.22. Análises químicas de metapelitos e metapsamitos finos do Grupo Serra da Serpentina.

	Amostra		067-702	068-701	068-702	068-704	073-701	073-702	073-704	073-708	073-710	073-711	073-712	073-713
	Local		Quartzo-clorita-sericita xisto	Sericita-quartzo-clorita xisto	Sericita-quartzo-clorita xisto	Anfibolio-quartzo xisto	Quartzo-clorita-sericita xisto	Quartzo-clorita-sericita xisto	Filito grafitoso	Filito grafitoso	Clorita-sericita-quartzo xisto	Mármore	Anfibolio-quartzo xisto	Quartzito
Coordenadas			674299E - 7871400N	674908E - 7871214N	674908E - 7871214N	674908E - 7871214N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N	674125E - 7871111N
SiO2	SiO2	%	62,36	56,20	66,76	63,68	55,75	34,48	53,93	45,39	35,49	8,80	47,22	90,08
Al2O3	Al2O3	%	13,63	16,74	10,30	14,18	9,21	22,73	18,52	2,33	1,88	1,30	13,28	1,03
Fe2O3	Fe2O3	%	6,23	12,99	6,66	5,35	13,64	19,05	10,74	31,35	7,47	1,94	16,46	1,34
MnO	MnO	%	0,08	0,10	0,07	0,10	0,16	0,09	0,09	0,80	0,26	0,08	0,27	0,06
MgO	MgO	%	4,48	3,64	6,44	5,43	3,93	8,00	4,92	4,43	11,03	19,50	4,65	1,95
CaO	CaO	%	1,06	0,31	1,57	0,61	4,52	0,08	0,18	5,95	17,24	26,02	8,67	1,77
Na2O	Na2O	%	0,09	5,15	1,67	3,78	2,39	0,16	0,12	0,21	0,55	0,02	1,38	0,01
K2O	K2O	%	7,79	1,37	2,43	4,18	1,76	4,74	4,90	0,39	0,58	0,69	1,09	0,16
TiO2	TiO2	%	0,48	0,81	0,43	0,51	0,81	0,88	0,81	0,12	0,17	0,10	3,53	0,06
P2O5	P2O5	%	0,36	0,10	0,21	0,37	0,15	0,06	0,10	0,15	1,27	0,03	0,50	0,03
Cr2O3	Cr2O3	%	0,01	0,06	0,04	0,01	0,01	0,70	0,09	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
LOI	LOI	%	3,20	2,30	3,20	1,50	7,50	8,60	5,30	8,70	23,80	41,10	2,60	3,50
	Fator de conversão													
Na	0,7418513	%	0,07	3,82	1,24	2,80	1,77	0,12	0,09	0,16	0,41	0,01	1,02	0,00
Mg	0,6030278	%	2,70	2,20	3,88	3,27	2,37	4,82	2,97	2,67	6,65	11,76	2,80	1,18
Al	0,5292419	%	7,21	8,86	5,45	7,50	4,87	12,03	9,80	1,23	0,99	0,69	7,03	0,55
K	0,8301419	%	6,47	1,14	2,02	3,47	1,46	3,93	4,07	0,32	0,48	0,57	0,90	0,13
Ca	0,7146941	%	0,76	0,22	1,12	0,44	3,23	0,06	0,13	4,25	12,32	18,60	6,20	1,27
Ti	0,7496095	%	0,36	0,61	0,32	0,38	0,61	0,66	0,61	0,09	0,13	0,07	2,65	0,04
Mn	0,7744516	%	0,06	0,08	0,05	0,08	0,12	0,07	0,07	0,62	0,20	0,06	0,21	0,05
Fe	0,6994259	%	4,36	9,09	4,66	3,74	9,54	13,32	7,51	21,93	5,22	1,36	11,51	0,94
P	0,4364124	%	0,16	0,04	0,09	0,16	0,07	0,03	0,04	0,07	0,55	0,01	0,22	0,01
Cr	0,6841947	%	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,48	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	Be	PPM	5,00	1,00	2,00	4,00	1,00	3,00	2,00	0,50	0,50	0,50	1,00	0,50
Sc	Sc	PPM	9,00	44,00	11,00	9,00	24,00	68,00	43,00	6,00	4,00	2,00	31,00	0,50
V	V	PPM	40,00	285,00	76,00	65,00	175,00	399,00	283,00	35,00	28,00	15,00	460,00	4,00
Co	Co	PPM	15,50	65,50	17,90	15,60	24,40	287,00	62,60	19,40	18,60	7,10	50,40	3,10
Ni	Ni	PPM	32,30	216,50	135,30	30,20	33,80	508,00	219,10	36,30	60,30	9,70	32,10	4,10
Cu	Cu	PPM	1,20	10,40	6,70	1,20	69,90	63,20	83,10	60,50	2,30	5,10	149,40	4,20
Zn	Zn	PPM	47,00	127,00	74,00	36,00	68,00	51,00	116,00	42,00	47,00	19,00	92,00	6,00
Ga	Ga	PPM	16,90	15,70	12,00	16,50	13,70	26,70	18,10	2,80	3,70	2,20	21,10	1,80
As	As	PPM	12,00	156,60	23,70	7,20	0,70	1001,40	67,40	11,70	14,70	5,40	1,80	1,80
Se	Se	PPM	0,25	0,25	0,25	0,25	1,10	1,20	1,00	1,10	0,25	0,25	0,25	0,25
Rb	Rb	PPM	256,40	55,50	98,70	167,40	112,30	87,50	93,40	16,80	20,10	24,30	31,30	2,00
Sr	Sr	PPM	86,70	166,70	115,80	84,00	131,90	35,70	19,30	62,40	103,50	161,20	666,50	18,00
Zr	Zr	PPM	207,10	62,30	165,00	225,80	60,70	95,10	58,50	12,40	75,00	12,80	191,60	78,70
Nb	Nb	PPM	14,60	3,50	6,90	15,20	3,20	4,10	4,20	2,80	2,20	0,70	19,10	1,90
Mo	Mo	PPM	0,20	0,90	1,60	0,20	2,80	2,70	2,10	0,60	2,40	0,10	1,30	1,60
Ag	Ag	PPM	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cd	Cd	PPM	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	0,80	0,20	0,20	0,05	0,05
Sn	Sn	PPM	4,00	0,50	2,00	3,00	0,50	5,00	2,00	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Sb	Sb	PPM	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,50	0,30	0,70	0,05	0,05	0,10	0,05
Cs	Cs	PPM	2,70	3,70	5,00	1,90	6,90	2,10	1,80	5,40	0,70	0,70	0,90	0,05
Ba	Ba	PPM	832,00	241,00	437,00	816,00	150,00	903,00	771,00	79,00	37,00	69,00	384,00	22,00
Hf	Hf	PPM	6,20	1,70	4,80	6,50	1,80	2,80	1,70	0,30	2,10	0,40	5,30	2,30
Ta	Ta	PPM	1,10	0,20	0,90	1,20	0,20	0,30	0,40	0,05	0,20	0,05	1,20	0,10
W	W	PPM	1,10	0,25	0,25	0,25	7,30	2,30	4,10	0,25	0,25	0,50	0,70	0,25
Au	Au	PPB	0,60	17,60	1,80	0,25	20,40	1,10	2,00	1,00	4,00	0,25	3,10	0,25
Hg	Hg	PPM	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Tl	Tl	PPM	0,90	0,70	0,90	1,30	1,10	0,20	0,10	0,20	0,05	0,10	0,20	0,05
Pb	Pb	PPM	5,20	2,30	4,40	2,90	4,30	1,90	2,40	4,20	7,20	10,80	2,80	1,40
Bi	Bi	PPM	0,05	0,20	0,05	0,05	0,50	0,40	0,20	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05
Th	Th	PPM	39,90	2,70	21,00	42,60	1,30	3,10	2,40	0,90	4,10	0,60	2,10	2,50
U	U	PPM	6,10	1,00	6,30	10,00	0,30	1,40	1,00	0,30	0,90	0,20	0,50	0,70
La	La	PPM	60,90	7,10	40,20	63,10	7,00	6,40	6,70	9,90	25,00	2,60	24,20	5,60
Ce	Ce	PPM	117,70	15,00	76,30	125,00	15,40	13,80	14,60	17,00	29,00	4,70	56,30	10,10
Pr	Pr	PPM	12,58	2,02	8,39	13,98	2,07	1,72	1,87	1,88	4,94	0,47	7,74	1,22
Nd	Nd	PPM	44,20	7,90	28,80	47,50	8,50	6,80	7,20	6,50	21,30	2,40	34,70	3,90
Sm	Sm	PPM	7,36	2,06	4,95	8,40	2,31	1,71	1,78	1,08	4,33	0,58	7,59	0,85
Eu	Eu	PPM	1,48	0,67	1,16	1,70	0,79	0,52	0,55	0,56	1,23	0,17	3,07	0,15
Gd	Gd	PPM	5,64	2,10	3,78	5,99	2,78	2,15	1,98	1,08	6,19	0,62	7,46	0,80
Tb	Tb	PPM	0,80	0,38	0,54	0,80	0,49	0,44	0,36	0,17	1,01	0,10	1,17	0,14
Dy	Dy	PPM	3,97	2,36	2,74	4,03	2,99	2,91	2,33	1,08	5,96	0,67	6,44	0,83
Y	Y	PPM	21,90	13,60	13,60	19,70	17,70	16,70	12,60	8,00	85,10	4,80	32,50	5,30
Ho	Ho	PPM	0,72	0,52	0,49	0,70	0,63	0,63	0,49	0,23	1,39	0,13	1,26	0,16
Er	Er	PPM	1,93	1,59	1,22	1,77	1,81	1,82	1,41	0,69	3,92	0,35	3,37	0,48
Tm	Tm	PPM	0,30	0,24	0,19	0,28	0,27	0,29	0,23	0,11	0,53	0,06	0,48	0,08
Yb	Yb	PPM	1,83	1,60	1,22	1,73	1,74	1,94	1,42	0,73	2,85	0,31	2,96	0,49
Lu	Lu	PPM	0,27	0,24	0,19	0,26	0,27	0,31	0,22	0,12	0,38	0,05	0,42	0,08

III.6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Uma hipótese para a evolução geológica da borda leste da serra do Espinhaço meridional pode ser proposta utilizando os dados obtidos nesta tese, em conjunto com dados regionais já publicados e modelos deposicionais e geotectônicos propostos na literatura.

Foram consideradas informações importantes para a elaboração da hipótese de evolução os resultados das datações dos zircões detríticos e dos minerais hidrotermais; a relação de contato e o empilhamento estratigráfico das duas sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas (i.e., o Grupo Serra da Serpentina e o Grupo Serra de São José) aflorantes na região; o conjunto com os dados já existentes na literatura, principalmente as idades geocronológicas de zircões detríticos obtidas em unidades do Supergrupo Espinhaço na porção mais central da Serra do Espinhaço e as idades das rochas ígneas intrusivas das unidades Rio Mata Cavalo, Conceição do Mato Dentro, Borrachudos e Pedro Lessa.

As características estratigráficas, composicionais e texturais das rochas metassedimentares dos grupos Serra da Serpentina e Serra de São José forneceram importantes informações sobre as bacias aonde se depositaram, com destaque para a presença de formações ferríferas bandadas nestas unidades, que cria restrições e especificidades para o ambiente deposicional e para a evolução estratigráfica destas sequências metassedimentares. Os modelos de ambientes de deposição para formações ferríferas bandadas descritos na literatura geológica também foram usados, em conjunto com os dados de campo, para embasar a proposta do modelo de evolução geológica apresentada a seguir.

Deposição do Grupo Serra da Serpentina

O Grupo Serra da Serpentina é o conjunto de rochas metassedimentares mais antigo da região (idade máxima de deposição de 1990 Ma) e tem como embasamento de sua bacia a Sequência metavulcano-sedimentar Rio Mata Cavalo de idade riaciana (2205± 12Ma, Hagedorn 2004) e os gnaisses e migmatitos arqueanos dos complexos Guanhões e Gouveia. O modelo de evolução da bacia Serra da Serpentina sintetizado na Figura III.6.1 leva em conta as seguintes considerações:

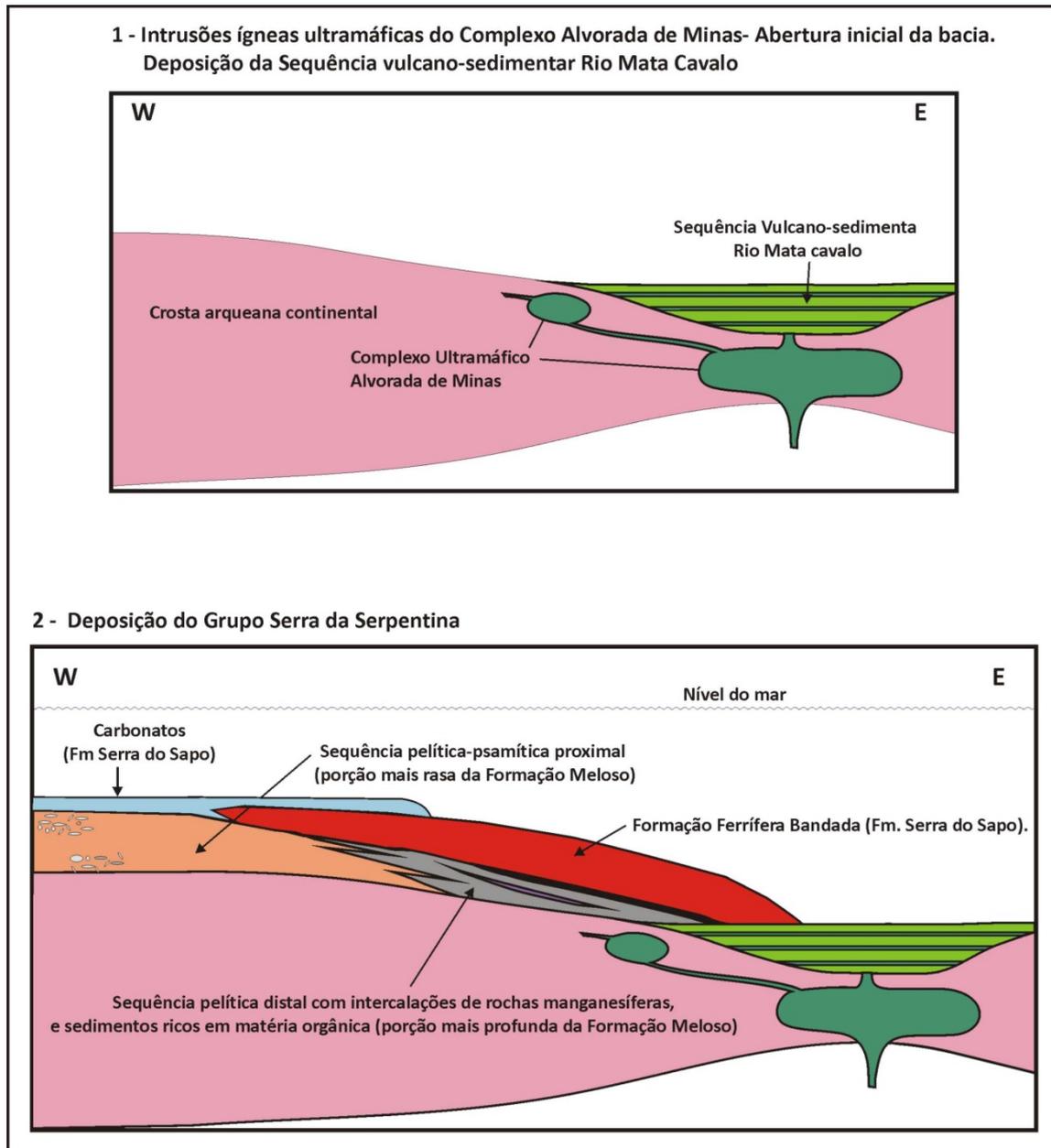


Figura III.6.1 – Modelo de desenvolvimento de bacia Serra da Serpentina. 1 – Abertura da bacia após a intrusão dos corpos ultramáficos do Complexo Alvorada de Minas e da Sequência Vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo. 2 – Deposição do Grupo Serra da Serpentina com litotipos e distribuição espacial dos sedimentos semelhante ao modelo da Figura III.6.2.

1. A idade máxima de deposição do Grupo Serra da Serpentina (1990 Ma) e a ausência de estruturas tectônicas relacionadas à orogenia riaciana (ca. 2.3–1.9 Ga; Teixeira et al. 2015) indicam que a bacia Serra da Serpentina se desenvolveu após o fim desta orogenia.
2. A existência, no embasamento do Grupo Serra da Serpentina, de rochas ultramáficas relacionadas a complexos ígneos acamadados (Zaparoli 2007) com ampla distribuição regional (Renger 1972, Figura 1, pag. 152; Herrgesell 1984, Figura 10, pag. 38) e a idade riacina (ca 2,2 – 2,0 Ga; Hagedorn 2004) destes complexos (i.e. formados pouco antes da deposição do Grupo Serra da Serpentina) permitem sugerir que o desenvolvimento desta bacia esteja relacionado à presença destes complexos ultramáficos.
3. A gênese de complexos ultramáficos acamadados está relacionada à atuação de plumas mantélicas, isto é, a rápida ascensão, intrusão e cristalização de magmas de origem mantélica na crosta (Barnes & Lightfoot 2005; Eckstrand & Hulbert 2007). Importante fator desencadeante da formação de plumas mantélicas é a introdução de sedimentos crustais hidratados na porção superior do manto por meio de zonas de subducção (Condie 2001; Maier & Groves 2011). A zona de subducção ativa durante a orogenia riaciana no leste brasileiro pode ter sido a responsável pela gênese dos magmas mantélicos que, por meio de uma ascensão rápida, penetraram na crosta formando os complexos ultramáficos da borda leste da serra do Espinhaço meridional.
4. O posicionamento destes densos complexos ultramáficos nas porções superiores da crosta continental desencadeia, durante e logo após o seu resfriamento, processos de compensação isostática que provocam o afundamento gradual da crosta e a geração de bacias continentais/cratônicas onde não ocorrem importantes atividades ígneas e tectônicas, como descrito para a bacia do Grupo Serra da Serpentina.
5. A relação causal, temporal e geográfica entre complexos máficos acamadados, plumas mantélicas e a deposição de formações ferríferas bandadas é hipótese defendida por diversos autores (Isley & Abbott 1999; Holland 2005; Bekker et al. 2010; veja Item I.2 desta tese) e corrobora a hipótese ora apresentada para a origem da bacia do Grupo Serra da Serpentina.
6. O Grupo Serra da Serpentina (Item III.2) contém espessos sedimentos químicos, não contém sedimentos clásticos grossos e tem o embasamento formado por crosta continental. Estas características indicam que o Grupo Serra da Serpentina se depositou em uma bacia intracratônica faminta e sem atividade tectônica sindeposicional.
7. Os modelos de deposição de sedimentos químicos e detríticos em bacias contendo formações ferríferas bandadas (Beukes & Gutzmer 2009; Bekker *et al.* 2010; Posth *et al.* 2011) mostram que os tipos de sedimentos e a distribuição espacial destes sedimentos ocorrem como observado na bacia Serra da Serpentina (Figura II.6.2), isto é:

- As formações ferríferas ocorrem associadas a sedimentos argilosos finos (Formação Meloso), em parte ricos em matéria orgânica preservada em ambientes pobres em oxigênio (filitos grafitosos da Formação Meloso). A matéria orgânica encontrada nos sedimentos indica a presença de seres vivos no ambiente que, no Paleoproterozoico, são bactérias que produzem o oxigênio responsável pela oxidação e precipitação dos íons de ferro acumulados na bacia (Konhauser *et al.* 2002; Konhauser *et al.* 2005; Figura III.6.2).
- A deposição de carbonatos (representados na bacia Serra da Serpentina pelos meta-dolomitos da Fm. Serra do Sapo) ocorre nas porções superiores da bacia durante as etapas de maior elevação do nível do mar (Simonson & Hassler 1996; Almeida-Abreu & Renger 2007).
- Transgressões e regressões marinhas (Simonson & Hassler 1996; Fralick & Pufahl 2006) que acontecem durante a evolução da bacia são as responsáveis pela formação de intercalações de sedimentos detríticos químicos e detríticos (i.e., intercalações de filitos, quartzitos e formações ferríferas) como as observadas no Grupo Serra da Serpentina (Herrgesell & Pflug 1986; Almeida-Abreu & Renger 2007).
- Sedimentos arenosos se depositam nas margens da bacia e indicam suas porções mais rasas (Figura III.6.2). No modelo ora proposto estes sedimentos seriam representados pelos quartzitos de mesma idade que o Grupo Serra da Serpentina (ca. 2,00 Ga) observados na Serra da Água Fria a oeste de Santa Maria do Itabira (Pagung *et al.* 2014) e/ou pelos quartzitos das formações superiores do Grupo Costa Sena (Chaves *et al.* 2012) encontrados na porção central da serra do Espinhaço meridional. A regionalização da bacia Serra da Serpentina ainda depende de mapeamentos de caráter regional comprovando a existência de outras sequências de mesma idade e de correlações fundamentadas em mais dados geocronológicos e estratigráficos.

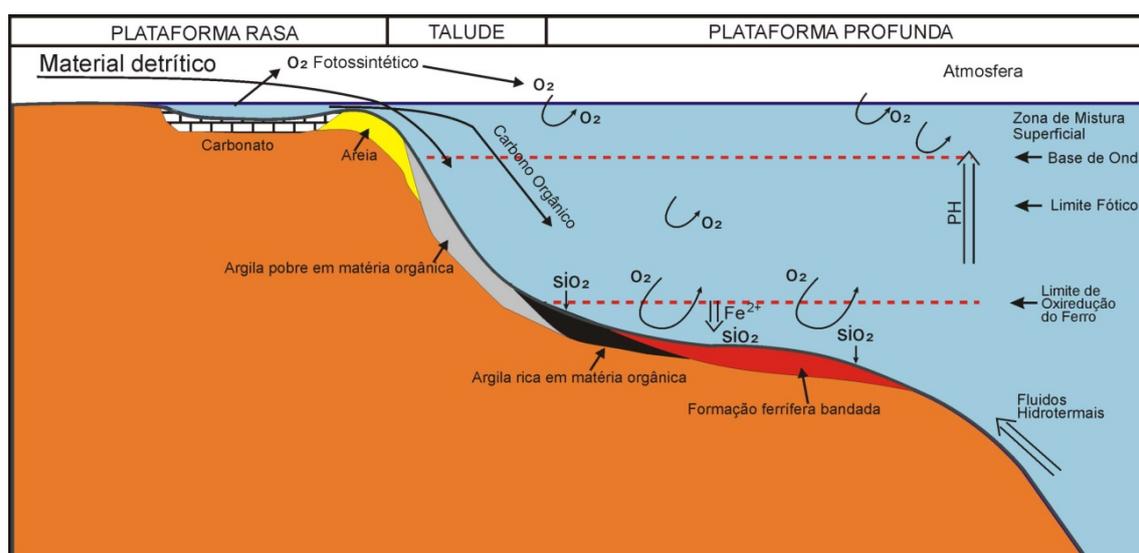


Figura III.6.2 – Modelo de distribuição de sedimentos químicos e detríticos em uma bacia com formação ferrífera (figura adaptada de Beukes & Gutzmer 2009).

Deposição do Grupo Serra de São José

O rifte da bacia deposicional do Grupo Serra de São José se instala por sobre a bacia do Grupo Serra da Serpentina, mas não é limitado por ela, afetando também a crosta continental arqueana do entorno.

No início do processo de rifteamento ocorre um abaixamento do nível do mar, possivelmente causado pelo aumento de espaço na bacia provocado pela expansão tectônica. Os sedimentos primeiramente depositados são típicos de ambientes de rifte: leques aluviais depositados em bordas de escarpas de falhas e sedimentos de fluxos fluviais instalados nas bordas e no eixo do rifte (Prosser 1993). A exposição aérea e erosão das rochas do Grupo Serra da Serpentina é identificada pelos muitos clastos de formações ferríferas encontrados em conglomerados da Formação Lapão.

As rochas subvulcânicas da Suíte Conceição do Mato Dentro são a manifestação ígnea inicial da abertura do rifte Serra de São José (Knauer 1990; Grossi-Sad *et al.* 1997; Dussin 1994). Apesar de mais nova, a Suíte Conceição do Mato Dentro não foi encontrada cortando ou intrudindo o Grupo Serra da Serpentina. Tanto nas observações de campo quanto nos testemunhos de sondagem a suíte Conceição do Mato Dentro está sempre posicionada na base das rochas metassedimentares, o que aponta para a hipótese delas terem se colocado como soleiras na interface entre as rochas infra e supracrustais (Figura III.6.3).

O rifte é progressivamente inundado resultando na deposição da sequência transgressiva da Formação Itapanhoacanga (Figura III.6.4). No ápice da transgressão são novamente geradas condições com águas profundas e, em parte, anóxicas que propiciam a deposição de formações ferríferas que vão compor a Formação Canjica.

A deposição da Formação Jacém predominantemente na região leste da área estudada (Figura III.6.4), com seus sedimentos clásticos finos e turbidíticos de águas profundas (Almeida-Abreu *et al.* 1989) indica que a região mais profunda do rifte se situava para leste da área estudada, porém a evolução do rifte Serra de São José, e conseqüentemente de todo o sistema de rifteamento da Serra do Espinhaço meridional, para uma margem continental passiva (Almeida-Abreu & Renger 2007) ainda é uma questão em aberto, não solucionada com os dados obtidos nesta tese. A existência de formações ferríferas bandadas inseridas no ambiente de rifte não necessariamente indica a abertura de uma margem passiva como defendido por Almeida-Abreu & Renger 2007, pois a deposição de formações ferríferas pode ocorrer em bacias epicontinentais periféricas a oceanos (Ohmoto *et al.* 2006).

Inversão Tectônica das bacias sedimentares

A inversão das bacias Serra da Serpentina e São José pela atuação de uma tectônica compressiva ocorre somente na edificação do orógeno Araçuai durante a orogenia Brasiliana/Pan-Africana no Neoproterozoico-início do Paleozoico (Pedrosa-Soares et al. 2007; Pedrosa-Soares et al. 2001). A tectônica tangencial Brasiliana provoca o desenvolvimento do cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço (Alkmim et al. 2006), porção mais ocidental do Orógeno Araçuai. Ocorre o transporte de massas de leste para oeste e a delimitação de blocos tectônicos limitados por falhas/zonas de cisalhamento de empurrão (Figura III.6.5).

Durante a Orogenia Araçuai, ocorre metassomatismo/hidrotermalismo com pulso principal associado ao colapso do orógeno (Renger 1972). O hidrotermalismo atinge todas as rochas da região e provoca o crescimento de novos minerais incluindo zircões e xenotimas hidrotermais datados em ca. 500 Ma (Figura III.6.5). Durante o evento hidrotermal também são formados os corpos de minérios de ferro xistosos, specularíticos e de alto teor (Rolim & Rosière 2011).

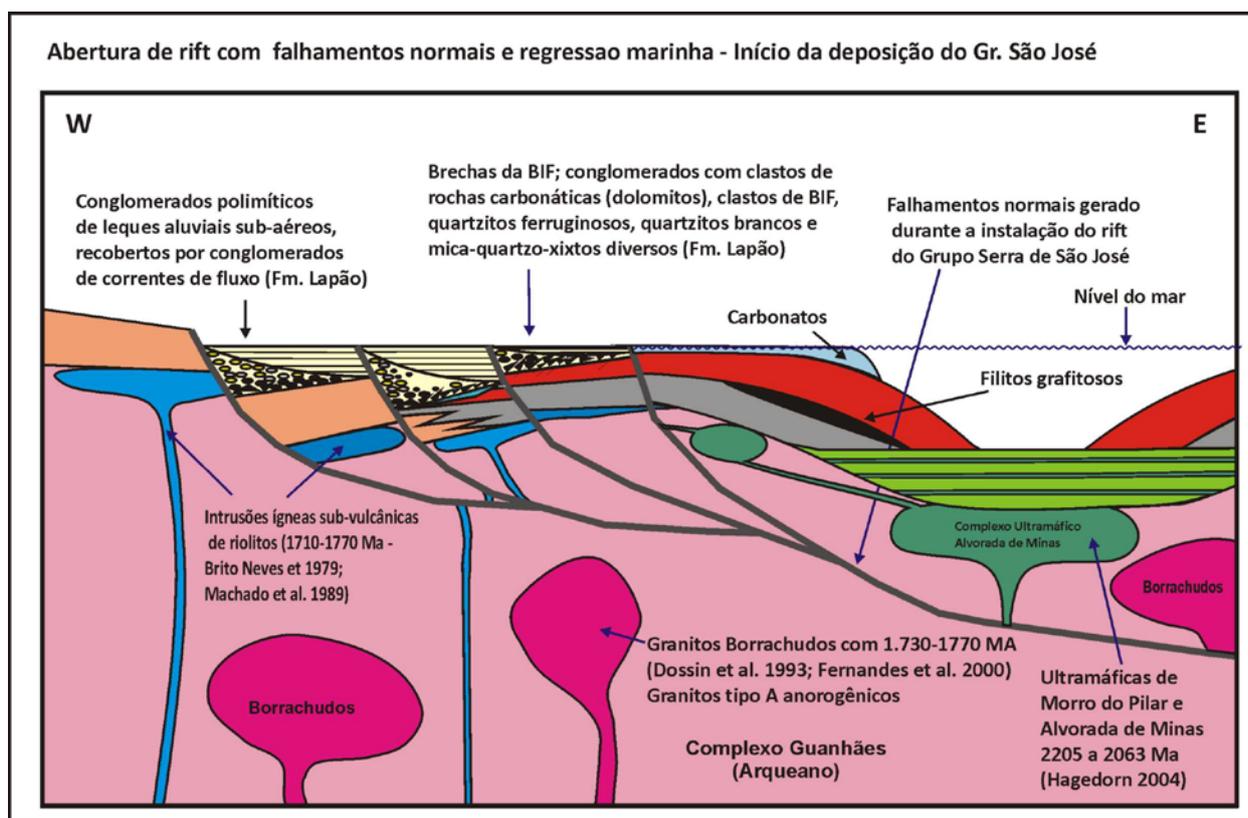


Figura III.6.3 – Modelo de desenvolvimento da bacia do Grupo Serra de São José. Estágio inicial com a instalação de falhas normais, abaixamento do nível do mar, erosão do Grupo Serra da Serpentina e deposição da Formação Lapão. As rochas subvulcânicas da Suíte Conceição do Mato Dentro se intrudem como soleiras entre o embasamento gnáissico-granítico arqueano e a base sedimentos.

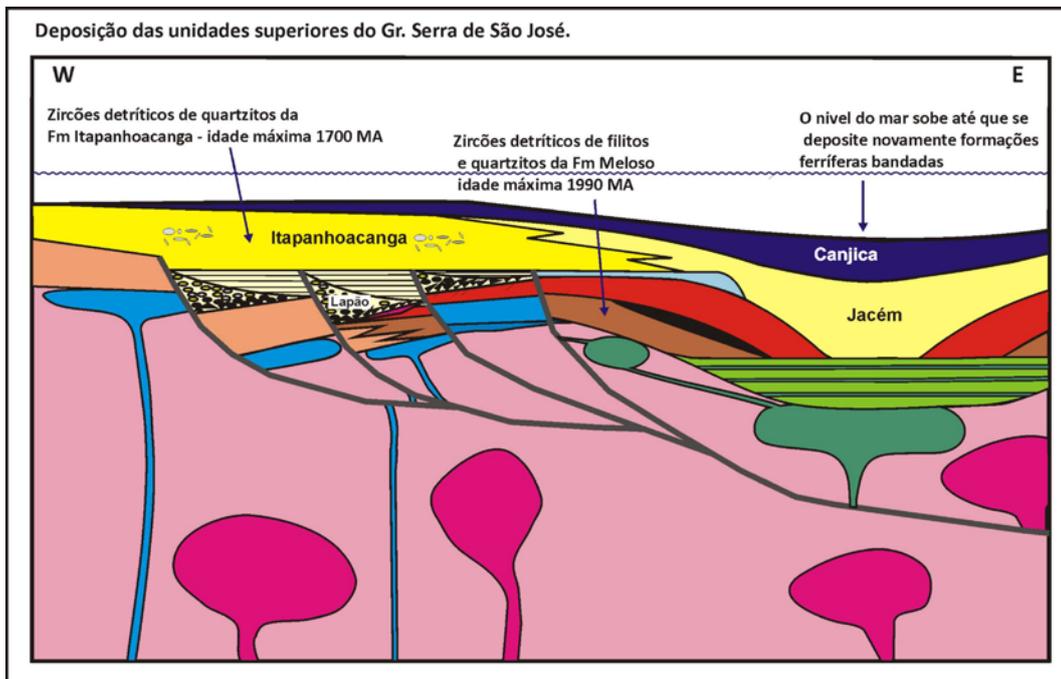


Figura III.6.4 – Modelo de desenvolvimento da bacia do Grupo Serra de São José. Estágio final com inundação do rifte, subida do nível do mar e a deposição da sequência transgressiva da Formação Itapanhoacanga, culminando no ápice da transgressão, com a deposição da Formação Canjica.

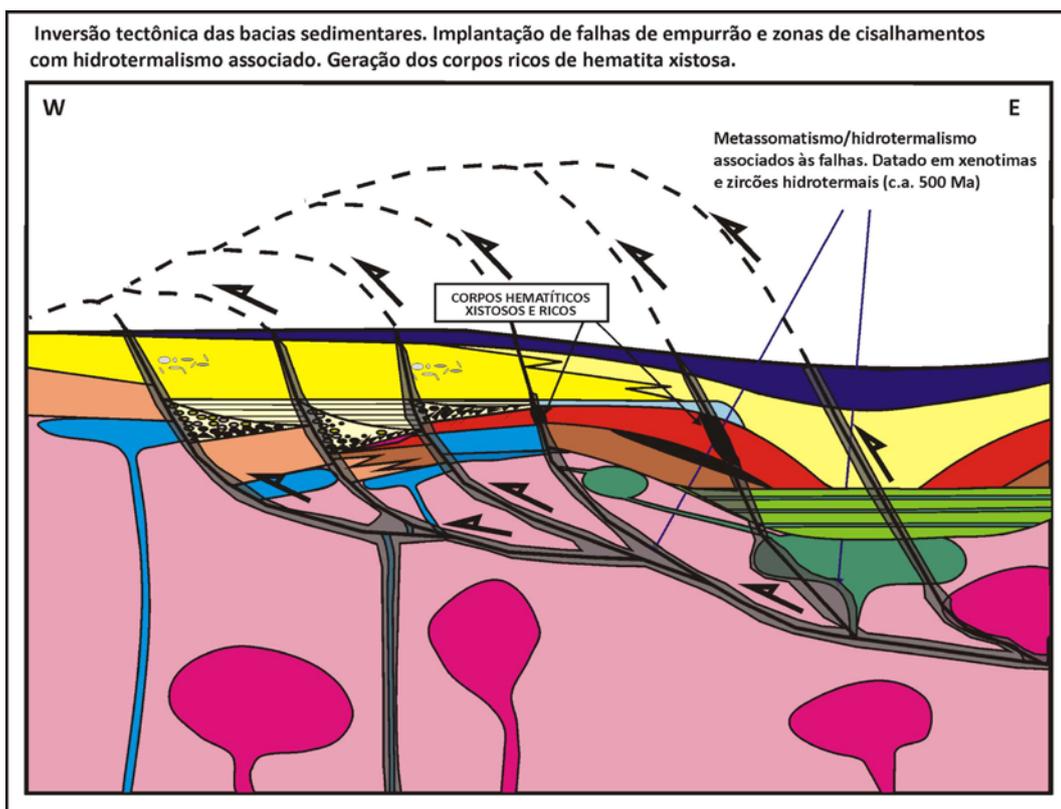


Figura III.6.5 – Figura mostrando a inversão tectônica das bacias sedimentares dos grupos Serra da Serpentina e Serra de São José. Evento compressivo com transporte de massas de leste para oeste gera falhas e zonas de cisalhamento que delimitam blocos tectônicos com estratigrafia preservada. Evento hidrotermal tardi a pós tectônico modifica a mineralogia das rochas atingidas e gera xenotimas e sobrecrescimento de zircões hidrotermais datados em ca. 500 Ma, além de criar corpos enriquecidos em ferro, specularíticos, xistosos, nas formações ferríferas.

IV – CONCLUSÕES

Os dados obtidos de trabalhos de exploração mineral recentemente desenvolvidos aumentaram significativamente a qualidade dos estudos estruturais e tectônicos na borda leste da Serra do Espinhaço meridional e permitiram a precisa determinação dos grandes falhas e a definição de blocos tectônicos com estratigrafia interna preservada. Duas camadas distintas de formações ferríferas depositadas em períodos distintos e em diferentes ambientes tectônicos foram distinguidas nestes blocos e posicionadas em duas sequências metassedimentares denominadas Grupo Serra de São José e Serra da Serpentina.

O Grupo Serra de São José foi depositado em uma bacia tipo rifte continental, tectonicamente ativa, com eixo NNW-SSE e engloba um completo ciclo sedimentar transgressivo, sendo constituída por quatro formações denominadas, da base para o topo: formações Lapão, Itapanhoacanga, Jacém e Canjica. A Formação Itapanhoacanga tem a mesma idade máxima deposicional (1666 ± 32 Ma) que a Formação São João da Chapada da base do Supergrupo Espinhaço da qual provavelmente representa somente uma variação faciológica, causada possivelmente por descontinuidades da morfologia da bacia, controladas por sistemas de falhas normais sinsedimentares, dentro de um mesmo sistema de rifte

O Grupo Serra da Serpentina é mais velho que o Grupo Serra de São José e a presença de alguns poucos grãos de zircão detrítico de idade orosiriana indicam a idade de 1990 ± 16 Ma como a idade máxima deposicional deste grupo. O Grupo Serra da Serpentina foi depositado em uma bacia epicontinental do tipo Sag, de aprofundamento lento e com pouco atividade tectônica sindeposicional. Este grupo é constituído por duas formações, tendo na base um conjunto de rochas metassedimentares pelíticos reunidas na Formação Meloso e no topo as rochas metassedimentares químicas, incluindo formações ferríferas bandadas, da Formação Serra do Sapo.

O Grupo Serra da Serpentina foi depositado antes da abertura do rifte Espinhaço/Serra de São José e é, portanto, uma unidade pré-Supergrupo Espinhaço, possivelmente crono-correlato do Grupo Costa Sena. Os itabiritos do Grupo Serra da Serpentina não são crono-correlatos aos itabiritos da Fm. Cauê no Quadrilátero Ferrífero.

Um único evento tectônico compressivo de direção Leste-Oeste deformou as duas sequências metassedimentares descritas, gerando falhas/zonas de cisalhamento de empurrão e dobras associadas com vergência e transporte de massas para oeste. A identificação destas falhas/zonas de cisalhamento de empurrão foi necessária para que os trabalhos estratigráficos não fossem falseados por repetições e inversões estratigráficas de origem tectônica. Este evento tectônico atingiu toda a borda leste da Serra do Espinhaço meridional e também a borda leste do Quadrilátero Ferrífero, configurando um cinturão de dobras e falhas denominado Serra do Espinhaço, que forma a porção

mais ocidental do Orógeno Araçuaí, desenvolvido durante a amalgamação neoproterozoica do Supercontinente Gondwana.

Um intenso evento hidrotermal/metamórfico atingiu todas as rochas do Cinturão Serra do Espinhaço, se manifestando em rochas da Formação Itapanhoacanga pela crescimento de minerais hidrotermais (xenotima, epidoto, apatita, turmalina, cianita, rutilo, dumortierita, titanita, magnetita, monazita e lazulita) e pelo sobrecrescimento de zircão e xenotima hidrotermais em grãos de zircão detrítico, além do desenvolvimento de inúmeros veios de quartzo com muscovita, especularita, monazita, rutilo, e turmalina, sendo alguns mineralizados em Ouro, Platina e Paládio.

As idades dos zircões e xenotimas hidrotermais determinadas neste trabalho indicam que múltiplos pulsos hidrotermais atingiram as rochas da Formação Itapanhoacanga durante um amplo período de tempo (i.e., 444 a 628 Ma), ao longo de todo o desenvolvimento do Orógeno Araçuaí, sendo que o pulso mais importante ocorreu durante a fase de colapso do orógeno (535 a 490 Ma).

Os zircões detríticos da Formação Itapanhoacanga mantem preservados seus núcleos detríticos e gravam nos sobrecrescimentos de minerais hidrotermais os eventos metamórficos que afetaram o cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço. Todos os minerais hidrotermais datados apontam para um único evento tectonometamórfico de idade cambriana-neoproterozoica atingindo a borda leste da Serra do Espinhaço. Nenhum evento de tectonometamórfico de idade mesoproterozoica foi identificado.

O evento hidrotermal foi responsável pelas mineralizações de Au-Pd-Pt do tipo Jacutinga encontradas no cinturão de dobras e falhas Serra do Espinhaço e também pela formação dos raros corpos enriquecidos em ferro encontrados dentro das formações ferríferas da borda leste da Serra do Espinhaço meridional. O posicionamento dos veios de quartzo e dos corpos ricos em ferro ao longo de zonas de cisalhamentos e planos de falhas e a associação das mineralizações de Au-Pd-Pt tipo Jacutinga com fraturas extensionais indicam que, muito provavelmente, as descontinuidades tectônicas foram os prováveis condutos dos fluidos hidrotermais. A identificação destes grandes planos de falhas e zonas de cisalhamento se torna, então, um importante fator para a prospecção mineral regional.

O estudo geoquímico, incluindo a análise de elementos Terras Raras, indica que a deposição das formações ferríferas da Formação Serra do Sapo e da Formação Canjica ocorreram em bacias estratificadas com as porções superiores oxigenadas e que o ferro de ambas as unidades tem origem hidrotermal. A Formação Canjica mostra um grau maior de contaminação por material clástico continental porem, de forma geral, o perfil de elementos Terras Raras para ambas as sequências é semelhantes aos perfis de outras formações ferríferas paleoproterozoicas, contendo anomalias positivas de Európio e Ítrio, pequena anomalia negativa de Cério e uma concentração relativa de Terras Raras pesadas em relação às Terras Raras leves.

V - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexander, B.W., Bau M., Anderson, P., Dulski, P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **72**:378-394.
- Alibo, D.S. & Nozaki Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale normalization and Ce oxidation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**:363-372.
- Alkmim, F.F.; Marshak, S.; Pedrosa-Soares, A.C.; Peres, G.G; Cruz, S.C.P; Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* **149**: 43–64
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Almeida-Abreu, P.A., Pflug, R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl.Geol. Paläont., Teil I*, **1**(2):21-44
- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: Um Orógeno de Colisão do Mesoproterozoico, *Revista Brasileira de Geociências* **32**(1):1-14.
- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. 2007. Stratigraphy and facies of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **158**(1):9–29,
- Almeida-Abreu, P.A., Quintão, N.H., Rolim, V.K., Abreu, F.R., Magalhães, P.M. 1988. Tectônica de nappes na região de Ouro Fino, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:141-148.
- Almeida-Abreu P.A., Knauer L.G., Hartmann M.B., Santos G.G.V. Dos, Guimarães M.L.V., Abreu F.R., Schrank A., Pflug R. 1989. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro - Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zbl. Geol. Paläont.*, **5**(6): 857–873.
- Angeli, N. & Carvalho, S.G. 1996. Composição química de cromitas em corpos metamáficos/ultramáficos da borda leste do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, **IV**(1):11-20.
- Assis, L.C. 1982. Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades pré-cambrianas da região do Serro, Minas Gerais (Quadricula de Mato Grosso). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 149p.

- Assis, L.C. & Marini, O.J. 1983. Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas. *In: II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais*, 361-375.
- Babinski, M., Chemale Jr., Van-Schmus, W.R. 1995. Cronoestratigrafia do Supergrupo Minas e provável correlação de suas formações ferríferas com similares da África do Sul e Austrália. *Geochimica Brasiliensis*, **9**(1):33-46
- 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.
- Barley, M.E., Pickard, A.L., Hagemann, S.G., Folkert, S.L. 1999. Hydrothermal origin for the 2 billion year old Mount Tom Price giant iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia, *Mineralium Deposita*, **34**: 784-789.
- Barnes, S-J. & Lightfoot, P.C. 2005. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. *In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P. (eds.) Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 179-213.
- Bastos Neto, A.C. 1982. Geologia das quadriculas Dom Joaquim e parte sul de Ribeirão da Barra. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 112p.
- Bau, M., 1993. Effects of syn- and post-depositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *Eur. J. Mineral.* **5**, 257-267.
- Bau, M., 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y–Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**, 67-77.
- Bau, M. & Dulski, P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.* **79**, 37-55.
- Bau, M. & Dulski, P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.* **155**, 77-90.
- Bau, M. & Möller, P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**:2239-2249.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **60**, 1709-1725.

- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapež, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, **105**:467–508.
- Bethke, C.M. & Marshak, S. 1990. Brine migrations across North America—the plate tectonics of groundwater. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **18**:287.
- Beukes, N.J. & Gutzmer, J. 2008. Origin and Paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology* **15**: 5-47.
- Bilal E., Marciano V.R.P.O., Fuzikawa K., Neves J.M.C., Giret A. 1995. Datação de monazitas do distrito pegmatítico de Santa Maria de Itabira, MG. In: SBG, *Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais*, **8**:46-47.
- Breeding, C.M., Ague, J.J., Grove, M., Rupke, A.L. 2004. Isotopic and chemical alteration of zircon by metamorphic fluids: U-Pb age depth-profiling of zircon crystals from Barrow's garnet zone, northeast Scotland. *American Mineralogist* **89**:1067–1077.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* **222**, 43-60.
- Brito-Neves B.B., Cordani U.G., Kawashita K., Delhal J. 1979. A Evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço – Dados novos e Integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**:71-85.
- Cabral, A. R., & Zeh, A. 2015. Detrital zircon without detritus: a result of 496-Ma-old fluid-rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, **212–215**:415–427.
- Cabral, A.R., Lehmann, B., Tupinambá, M., Schlosser, S., Kwitko-Ribeiro, R., de Abreu, F.R. 2009. The platiniferous Au–Pd belt of Minas Gerais, Brazil, and genesis of its botryoidal Pt–Pd–Hg aggregates. *Economic Geology*, **104**:1265–1276.
- Cabral, A.R., Lehmann, B., Tupinamba, M., Wiedenbeck, M., Brauns, M. 2011. Geology, mineral chemistry and tourmaline B isotopes of the Córrego Bom Sucesso area, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil: implications for Au-Pd-Pt exploration in quartzitic terrain. *Journal of Geochemical Exploration* **110**:260–277.
- Cabral, A.R., Eugster, O., Brauns, M., Lehmann, B., Rosel, D., Zack, T., de Abreu, F.R., Pernicka, E., Barth, M. 2013. Direct dating of gold by radiogenic helium: testing the method on gold from Diamantina, Minas Gerais, Brazil. *Geology*, **41**:163–166.

- Cabral, A.R., Rios, F.J., Oliveira, L.A.R., Abreu, F.R., Lehmann, B., Zack, T., Laufek, F. 2015A. Fluid-inclusion microthermometry and the Zr-in-rutile thermometer for hydrothermal rutile. *Int J Earth Sci.* ,**104**:513–519
- Cabral, A.R., Zeh, A., Galbiatti, H.F., Lehmann, B. 2015B. Late Cambrian Au-Pd mineralization and Fe enrichment in the Itabira district, Minas Gerais, Brazil, at 496 Ma: constraints from U-Pb monazite dating of a Jacutinga lode. *Economic Geology*, **110**:263–272.
- Carson, C.J., Ague, J.J., Grove, M., Coath, C.D., Harrison, T.M. 2002. U-Pb isotopic behaviour of zircon during upper-amphibolite facies fluid infiltration in the Napier Complex, east Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **199**:287–310.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology* , **40** :875-878
- Chaves, M.L.S.C., Brandão, P.R.G. and Bühn, B. 2010. Monazita em veios de quartzo da Serra do Espinhaço Meridional (MG): Mineralogia, idades LA-ICP-MS e implicações geológicas. *Revista Brasileira de Geociência*, **40**:506–515.
- Chaves M.L.S.C., Silva M.C.R., Chaves A.O., Dussin T.M., 2012. Formações ferríferas bandadas no Grupo Costa Sena (Gouveia-MG, Brasil). In: Lopes F.C. *et al.* (Coords.) *Para Conhecer a Terra. Memórias e Notícias no Espaço Lusófono* **1**:251-260.
- Chaves, M.L.S.C., Silva, M.C.R.S., Scholz, R., Babinski, M., 2013. Grenvillian age magmatism in the Southern Espinhaço Range (Minas Gerais): evidence from U-Pb zircon ages. *Brazilian Journal of Geology* **43**:477-486.
- Chauvet, A., Piantone, P., Barbanson, L., Nehlig, P., Pedroletti, I. 2001. Gold deposit formation during collapse tectonics: Structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology* , **96**:25–48.
- Chemale Jr.F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unraveling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research* **22**(1):200–206.
- Condie, K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **163**: 97–108.
- Cordani, U.G., Kawashita, K., Sato, K., Iyer, S.S., Taylor, P.N. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (South Central Bahia, Brazil) and the Espinhaço cycle (ca. 1.5–1.0 Ga). *J. S. Amer. Earth Sci.* **5**:33–36.

- Cordani, U.G., D'Agrella-Filho, M.S., Brito-Neves, B.B., Trindade, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* **15**:350–359.
- Craw, D., Koons, P.O., Horton, T., Chamberlain, C.P. 2002. Tectonically driven fluid flow and gold mineralisation in active collisional orogenic belts: comparison between New Zealand and western Himalaya. *Tectonophysics* ,**348**:135-153.
- Danderfer, A., DeWaele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. *Precambrian Research* ,**170**: 116–128.
- Dempster, T.J., Hay, D.C., Bluck, B.J. 2004. Zircon growth in slate. *Geology* **32**:221–224
- Dempster, T.J., Hay, D.C., Gordon, S.H. , Kelly, N.M. 2008. Micro-zircon: origin and evolution during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* **26**:499–507.
- Dempster, T. & Chung, P. 2013. Metamorphic zircon: tracking fluid pathways and the implications for the preservation of detrital zircon. *Journal of the Geological Society* **170**:631–639.
- Dorr, J.V.N, 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **59**:1204-1240.
- Dorr, J.V.N. 2nd. 1965. Nature and origin of the high grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil, *Economic Geology* **60**(1):1-46
- Dorr, J.V.N. 2nd. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* **641-A**, 110p.
- Dossin T.M. 1985. Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Univ. de Brasília, 140 p.
- Dussin I.A. 1994. Evolution structurale de la region de L'Espinhaço Meridional, Bordure Sud-Est-du Cráton São Francisco, Brésil – Tectoniques Superposées au Proterozoique. Tese de Doutorado, Universidade de Orleans, 183 p.
- Eckstrand, O.R., & Hulbert, L.J., 2007, Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 205-222.
- Eichler, J.,1976, Origin of the Precambrian banded iron formations, *In*: Wolf, K.H. (Ed): *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, **II**(7):157-202; Elsevier.

- Elderfield, H. 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. A* **325**:105-126.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, **19**:617-620.
- Ewing, R.C., Meldrum, A., Wang, L., Weber, W.J., Corrales, L.R. 2003. Radiation effects in zircon. *In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. eds. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:387-425.
- Figueiredo e Silva, R., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Zucchetti, M., Hagemann, S.G., Baars, F.J., Morais, R., Andrade, I. 2008. Hydrothermal origin for the jaspilite-hosted, giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás minerma province, Pará State, Brazil. *Reviews in Economic Geology* **15**:255-290.
- Fogaça, A.C.C. 1976. Comportamento tectono-metalogenético das associações ultramáficas. UnB/FERBASA, Rel. Int., 218 p.
- Fralick, P.W., & Pufahl, P.K. 2006. Iron formation in Neoproterozoic deltaic successions and the microbially mediated deposition of transgressive systems tracks. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 1057–1066,
- Franz, G., Morteani, G., Gerdes, A., Rhede, D. 2014. Ages of protolith and Neoproterozoic metamorphism of Al-P-bearing quartzites of the Veredas Formation (Northern Espinhaço, Brazil): LA-ICP-MS age determinations on relict and recrystallized zircon and geodynamic consequences. *Precambrian Research*, **250**:6–26.
- Frimmel, H.E. 2004. Formation of a late mesoproterozoic supercontinent: The South Africa-East Antarctica connection., *In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu, Editor(s) 2004, Developments in Precambrian Geology*, **12** (The Precambrian Earth - Tempos and Events):240-255.
- Geisler, T., Rashwan, A.A., Rahn, M.K.W., Poller, U., Zwingmann, H., Pidgeon, R.T., Schleicher, H., Tomaschek, F. 2003. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. *Mineral. Mag.* ,**67**:485–508.
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Queiroga, G., Jacobsohn, T., Silva, L.C., Babinski, M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology* **44**:55-180.
- Graf Jr., J.L., 1978. Rare earth elements, iron formations and sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1845-1850.

Gross G.A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**: 215-222.

Grossi-Sad J.H., Magalhães J.M.M., Carelos P.M. 1989. Geologia do Distrito de Guanhões, Minas Gerais., DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração / GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, Relatório Interno, Belo Horizonte, 252 p.

Grossi-Sad J. H., Mourão, M. A. A., Guimarães, M. L. V., Knauer L. G. 1997. Geologia da Folha Conceição do Mato Dentro. In: Grossi-Sad J. H., Lobato L. M., Pedrosa-Soares A. C., Soares-Filho B. S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 2533-2693.

Guadagnin, F., Chemale Jr., F., 2015. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* , **60**: 104-116.

Guimarães, M.L.V. 1992. Petrogênese das rochas Pré-Cambrianas da região de Itabira/ Morro do Pilar, borda sudeste da Serra do Espinhaço Meridional, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 139p.

Gutzmer, J., Chisonga, B.C., Beukes, N.J., Mukhopadhyay, J. 2008. The geochemistry of banded iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores. *Society of Economic Geology Reviews*, **15**:157-183.

Hagedorn, M.G. 2004. Contexto geotectônico da Serra do Espinhaço e domínios adjacentes a leste (Minas Gerais) com ênfase em aspectos geoquímicos e geocronológicos. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 222 p.

Hagemann, S.G., Barley, M.E., Folkert, S.L., Yardley, B.W., Banks, D.A. 1999. A hydrothermal origin for the giant Tom Price iron ore deposit. In: Hughes, F.E. (ed) *Mineral Deposits, Process to Processing*. Balkema, 41-44

Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Lobato, L.M., Baars, F.J., Zucchetti, M., Figueiredo e Silva R.C., Thorne W. 2005. Controversy in genetic models for high-grade BIF-related Fe deposits: unifying or discrete model(s)? *Iron Ore 2005*, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy:Publication Series No 8/2005, Perth, Austrália, 67-71

Harley, S.L. & Kelly, N.M. 2007. Zircon Tiny but Timely. *Elements*, **3**:13-18.

Harmsworth, R.A., Kneeshaw, W., Morris, M., Robinson, R.C., Shrivastava, P.K. 1990. BIF-derived iron-ores of the Hamersley Province. In: F.E. Hughes (Ed.), *Geology of the Mineral Deposits of*

Australia and Papua – New-Guinea, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 617–642

Hartmann, L.A., Endo, I., Suita, M.D.F., Santos, J.O.S., Frantz, J.C., Carneiro, M.A., McNaughton, N.J., Barley, M.E., 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences* **20** :273–285

Hay, D.C. & Dempster, T.J. 2009. Zircon behaviour during low temperature metamorphism. *J. Petrol.* ,**50**:571–589

Hay, D.C., Dempster, T.J., Lee, M.R., Brown, D.J. 2010. Anatomy of a low temperature zircon outgrowth. *Contrib. Mineral. Petrol.* ,**159**:81–92.

Herrgesell, G. 1984. Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Alemanha, 247 p.

Herrgesell, G. & Pflug, R. 1986. The Thrust Belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil, I*:1405-1414.

Hoffmann, C., 1983. The Costa Sena Group – an Early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, **3/4**: 446-458.

Holland, H.D. 2005. Sedimentary mineral deposits and the evolution of Earth's near-surface environments. *Economic Geology*, **100**:1489–1509.

Hoskin, P.W.O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ,**69**:637–648.

Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. 2004. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: Hanchar, J.H., Paul W.O. Hoskin, P.W.O. eds. *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , **53**:27-62.

Huston, D.L. & Logan, G.A. 2004, Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **220**: 41–55.

Isley, A.E. & Abbott, D.H. 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *J. Geophys. Res.* **104**(15):461–477.

Jacobsen, S.B. & Pimentel-Klose, M.R. 1988. A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archean oceans. *Earth and Planetary Science Letters*.**87**:29-44

- Jamison, J.W. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, **9**: 207-219.
- Jones, B. & Manning, D.A.C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* **114**:111-129.
- Jordt-Evangelista, H. & Danderfer, A. 2012. Quartzito azul com dumortierita e fosfatos de alumínio do Espinhaço setentrional, Bahia: mineralogia e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:363–372.
- Kato, Y., Yamaguchi, K. E. e Ohmoto, H. 2006. Rare earth elements in Precambrian banded Fe formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. In: Kessler, S.E., Ohmoto, H. (Eds.), *Evolution of the Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere on Early Earth: Constraints from Ore Deposits*. Geological Society of America, Denver.
- Klein, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**:1473-1499.
- Klein, C., Ladeira, E.A. 2002. Petrography and geochemistry of the least altered banded-iron formation of the Archean Carajás Formation, northern Brazil. *Economic Geology* **99**:1233-1244.
- Knauer L.G. & Grossi-Sad J.H. 1997. Geologia da Folha Serro. In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 2057-2316.
- Knauer, L.G. 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Universidade de Campinas, 298 p.
- Konhauser K. O., Hamade T., Raiswell R., Morris R. C., Ferris F. G., Southam G., Canfield D. E. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded Fe formations? *Geology* **30**:1079–1082.
- Konhauser, K.O., Newman, D.K., Kappler, A. 2005. The potential significance of microbial Fe(III) reduction during deposition of Precambrian banded iron formations. *Geobiology*, **3**:167–177.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming mineral. *Amer. Mineral.*, **68**: 277-279.
- Laveuf, C. & Cornu, S. 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* 154, p.1–12

- Lima, T.A.F., Rios, F.J., Rosière, C.A., Meireles, H.P., Yardley, B.W.D. 2010. Fe-ore forming fluids in the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *In: Williams, P.J. ed. Smart Science for exploration and mining*, p. 564-566.
- Lister, L.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**: 617-638.
- Lüders, V., Romer, R.L., Cabral, A.R., Schmidt, C., Banks, D.A., Schneider, J. 2005. Genesis of itabirite-hosted Au-Pd-Pt-bearing hematite-(quartz) veins, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Constraints from fluid inclusion infrared microthermometry, bulk crush-leach analysis and U-Pb systematics. *Mineralium Deposita*, **40**:289–306.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 4, 70 pp.
- Ludwig, K.R. 2001. SQUID 1.03: a user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 2 2001, 17 pp.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R. de, Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *In: 5° SIMP. GEOL., Núcleo de MG - 1° SIMP. GEOL. Núcleo Brasília, SBG - Núcleo MG, Anais. Belo Horizonte, BOL.* **10**:171-174.
- 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.
- Mantesso-Neto V., Bartorelli, A., Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B. (orgs.) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca: São Paulo. 674p.
- Marciano V.R.P.O, Svisero, D.P. and Neves, J.M.C. 1993. Dados geocronológicos de pegmatitos da borda oriental do Cráton do São Francisco. *Anais Simpósio do Cráton do São Francisco* **2**:362-365.
- Marshak, S., Alkmim F.F., Whittington, A., Pedrosa-Soares, A.C., 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuai orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**:129–147.
- Martín-Martín, J.D., Tritlla, J., Cardellach, E., Gómez-Gras, D. 2006. Tectonically driven fluid flow and associated low-grade metamorphism during the Alpine compression in the eastern Iberian Chain (Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, **89**:267-270.

- Martins-Neto, M.A., 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleo/Mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências* **28**:151-168.
- Martins-Neto, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**:147-173.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectonosedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco cráton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **142**:343–370.
- McCaig, A.M., 1988. Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, **16**:867-870.
- McClung, C.R. 2006. Basin analysis of the Mesoproterozoic Bushmanland Group of the Namaqua metamorphic Province, South Africa. Unpublished PhD Thesis, Auckland Park, University of Johannesburg, 307 p.
- McLellan, J.G., Oliver, N.H.S., Schaub, P.M. 2004. Fluid flow in extensional environments; numerical modelling with an application to Hamersley iron ores. *Journal of Structural Geology*, **26**:1157-1171.
- Melfi, A. J., Pedro, G., Nalovic, L., Queiroz Netto, J. P. 1976, Etude sur l'altération géochimique des itabirites du Brésil: Cah. ORSTOM, Sér. Pédologie, **XIV**:179-192.
- Mello, F.M. & Bilal, E. 2012. Ages constraints in pegmatite province related to charnockitic host rocks in Minas Gerais, Brazil. *Romanian Journal of Mineral Deposits* ,**85**:94-98.
- Merle, O. & Abidi, N. 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **166**(5): 439-450.
- Michard, A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **53**:745-750.
- Mitra, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **74**:921-945.
- Morris, R.C. 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model, In: K. Wolf (Ed.), *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, **13**:73-235.
- Morris, R.C. 1987. Iron ores derived by enrichment of banded iron formation. In: J.R. Hein (Ed.), *The Genesis of Ores and Petroleum Associated with Sedimentary Siliceous deposits*, Van Nostrand Reinhold Co., New York, 231-267

- Morteani, G. & Ackermann, D. 2004. Mineralogy and geochemistry of Al-phosphate and Al-borosilicate-bearing metaquartzites of the northern Serra do Espinhaço (State of Bahia, Brazil). *Mineral. Petrol.*, **80**:59–81.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. Armstrong, R., Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C. , Alkmim, F.F. 2007b. O embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1): 17 – 23.
- Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K., and Kato, Y. 2006, Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron formations, *In: Kesler, S.E., and Ohmoto, H., eds., Evolution of Early Earth’s Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere—Constraints from Ore Deposits. Geological Society of America Memoir* **198**: 291–331.
- Oliver, N.H.S. & Dickens, G. 1999. Hematite ores of Australia formed by syntectonic heated meteoric fluids, *In: Mineral Deposits: Processes to Processing* **2**:889-892.
- Olivo, G.R., Archibald, D.A., Ullrich, T.D. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for the Brasiliano (ca. 500 Ma) tectono-thermal event in the southern margin of the São Francisco craton: implications for the remobilization and preservation of Gold-PGE deposits hosted in the Minas Supergroup Iron-Formation. *Proceedings* 11th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits 1:867-869.
- Pagung, R.C., Rosière, C.A., Rolim, V.R., Lana, C.C. Santos, J.O.S. 2014. A sequência orosiriana-estateriana e geometria transpressiva na região de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. *Geol. USP*, **14**: 101-120.
- Pecoits, E. 2010. Ediacaran iron formations and carbonates of Uruguay: palaeoceanographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. PhD Thesis. University of Alberta. 226pp.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly. *Precambrian Research*, **110**:307–323.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West-Congo orogen. *Geological Society*, London, Special Publications **294**:153-172.

- Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, R., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F.F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications* **350**:25-51.
- Peixoto, E., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Dussin, I.A. 2015. A suture–related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research* , **27**:878–896
- Pflug ,R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro, *DNPM/DGM, Bol.* **226**:1-51.
- Pflug, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro, *DNPM/DGM, Notas Preliminares e Estudos*, **142**:1-20.
- Pinto C.P. & Silva, M.A. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000. Belo Horizonte, CPRM-CODEMIG, CD-ROM.
- Piper, D.Z. 1994. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks. *Chem. Geol.* **114**:95-114.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(22):6387-6405.
- Platt, J.P. 1979. Extensional crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology* **1**:95-109
- Platt, J.P. 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* **1**(4): 439-442.
- Platt, J.P. & Vissers, R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology* **2**: 397-410.
- Posth, N.R., Konhauser, K.O., Kappler, A. 2011. Banded iron formations. *Encyclopedia of Geobiology*. J. Reitner; V. Thiel (Eds), pp. 92-103.
- Powell, McA. C., Oliver, N., Li, Z.-X., Martin, McB. D., Ronaszeki, J. 1999, Synorogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies. *Geology*, **27**(2): 175-178.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy: Geological Society, London, Special Publications* **71**:35–66.

- Puteanus, D., Glasby G.P., Stoffers P., Kunzendorff H. 1991. Hydrothermal iron-rich deposits from the Teahitia-Mehitia and McDonald hot spot areas, *Southwest Pacific Mar. Geol.* **98**:389-409.
- Rasmussen, B. 2005. Zircon growth in very low grade meta-sedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at $\sim 250^{\circ}\text{C}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* ,**150**:146–155.
- Reis, N.J., Teixeira, W., Hamilton, M.A., Bispo-Santos, F., Almeida, M.E., D'Agrella-Filho, M.S., 2013. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos* **174**:175–195.
- Renger, F. 1970. Fazies und magmatismos der Minas-Serie in der sudlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch.* 59:1253-1292.
- Renger, F. 1972. As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**:151-160.
- Reya, P., Vanderhaeghe, O. , Teysierc, C. 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics* **342**:435– 449
- Ribeiro, F.M. 2001. A geometria tridimensional de falhas de empurrão investigada através de modelagem física analógica. Tese de doutorado. UFOP, Ouro Preto, M.G.
- Rolim, V.K., Rosière C.A., 2011. The Conceição do Mato Dentro iron formation Province in southeastern Brazil. Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits 11th. Proceedings, SGA, Antofagasta, Chile, **1**:927-929.
- Rolim V.K., 1992. Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. *Rev. Escola de Minas*, Ouro Preto, **45** (1 e 2):75-77.
- Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G., Armstrong, R., 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research* ,**224** :143– 159.
- Ronchi, L.H., Giuliani, G., Beny, C., Fogaça, A.C.C. 1992. Caracterização físico-química dos fluidos associados aos veios de quartzo auríferos de Costa Sena, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:129 138.
- Rosière, C.A. & Rios, F.J. 2004. The origin of hematite in high grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology* **99**: 611-624
- Rubatto, D., Müntener, O., Barnhorn, A., Gregory, C. 2008. Dissolution–reprecipitation of zircon at low-temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy). *Amer. Mineral.* **93**:1519–1592.

Santos, M.N., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Martins, M., Assis, T.A.R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço rift system, Brazil. *Sedimentary Geology*, **290**:47–59.

Santosh, E. 2010. A synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment. *Journal of Geodynamics* **50**:116–133.

Schaltegger, U. 2007. Hydrothermal zircon. *Elements* **3**:51.

Scholz, R., Karfunkel, J., Bermanec, V., Costa, G. M., Horn, A. H., Cruz-Souza, I. A., Bilal, E. 2008. Amblygonite-montebbrasite from Divino das Laranjeiras Mendes Pimentel pegmatitic swarm, Minas Gerais, Brasil. II. Mineralogy. *Romanian Journal of Mineral Deposits*, **83**:135-139.

Scholz, R., Chaves, M.L.S.C., Krambrock, K. 2011. Mineralogy of the lithium bearing pegmatites from the Conselheiro Pena Pegmatite District (Minas Gerais, Brazil). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Seccion B, **14**:193-195.

Scholz, R., Chaves, M.L.S.C., Belotti, F.M., Cândido-Filho M., Menezes-Filho, L.A.D., Silveira, C., 2012. The secondary phosphate minerals from Conselheiro Pena pegmatite District (Minas Gerais, Brazil): substitutions of triphylite and montebbrasite. In: Lopes F.C. *et al.* (coords.) Para Conhecer a Terra. Memórias e Notícias no Espaço Lusófono. Coimbra, Univ. de Coimbra Press, **1**:261-269.

Schröder, S. & Grotzinger, J.P. 2007. Evidence for anoxia at the Ediacaran-Cambrian boundary: the record of redox-sensitive trace elements and rare earth elements in Oman. *J. Geol. Soc., London*. **164**:175-187.

Silva, A.M., Chemale Jr., F., Kuyumjian, R.M., Heaman, L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2):124-137.

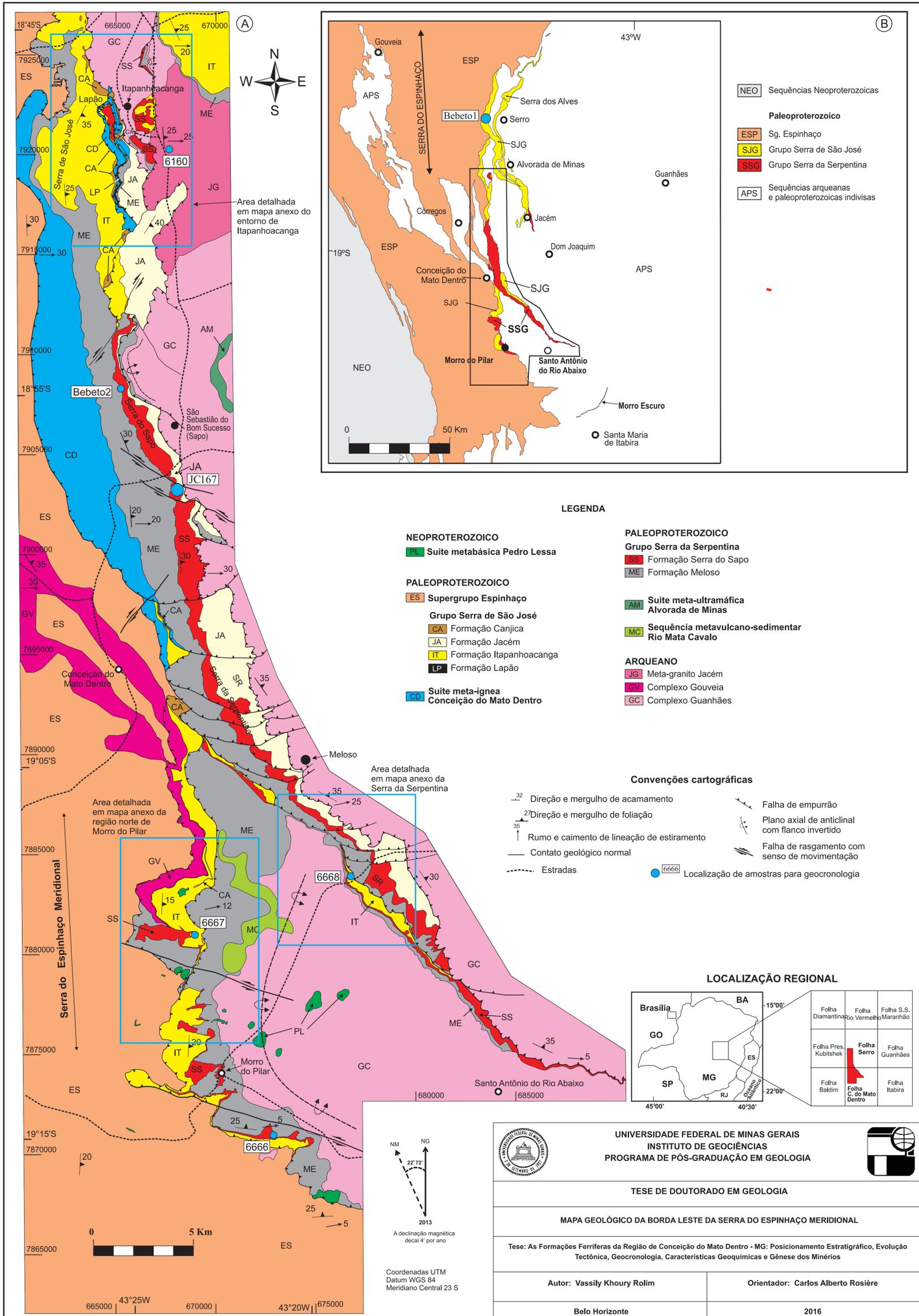
Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M, Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Precambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528

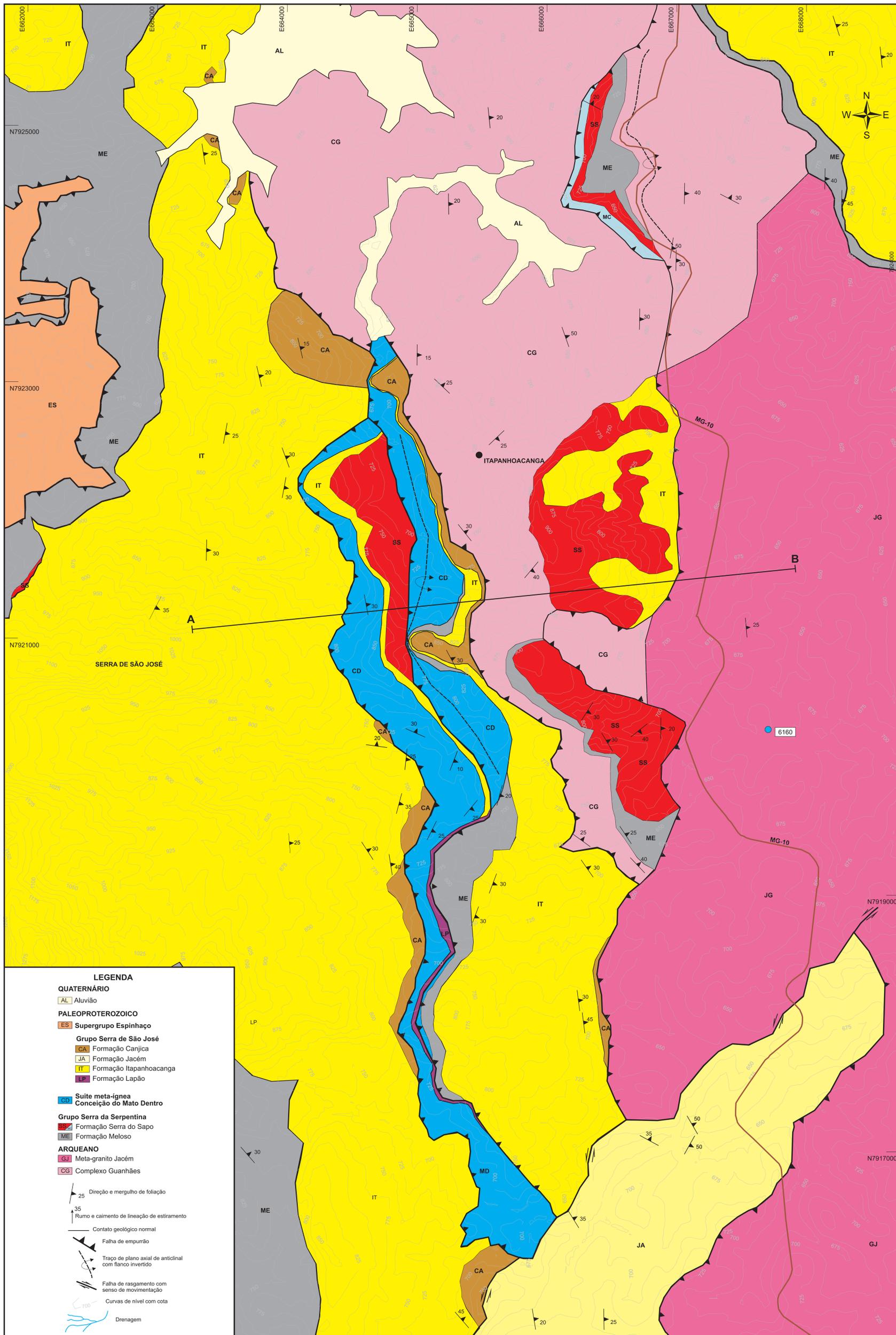
Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C.M. 2011. Determining the timing of the collisional period of the Araçuaí orogen by using high resolution U–Pb geochronology on zircon: a contribution to the history of western Gondwana amalgamation. *Geonomos*, **19**:180–197.

- Silva R.R. 2011. O sistema de cavalgamentos do tipo duplex neoproterozoico da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2): 124-137.
- Silva R.R. 1998. As bacias proterozoicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de seqüências. *Geonomos*, **6**(1):1-12
- Silveira-Braga, F.C., Rosière C.A, Queiroga, G.N., Rolim, V.K., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2015. The Statherian itabirite-bearing sequence from the Morro Escuro Ridge, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **58**:33-53.
- Simonson, B.M. 2003. Origin and evolution of large precambrian iron formations. *Geological Society of America Special Papers*, **370**: 231-244.
- Simonson, B.M. & Hassler, S.W. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgression? *Journal of Geology*, **104**: 665-676.
- Slack, J.F., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O.J., Lindberg, P.A. 2007. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth Plan. Sci. Lett.* **255**:243-256.
- Souza, J.D., Kosin, M., Melo, R.C., Santos, R.A., Teixeira, L.R., Sampaio, A.R., Guimarães, J.T., Bento, R.V., Borges, V.P., Martins, A.A.M., Arcanjo, J.B., Loureiro, H.S.C., Angelim, L.A.A.. Mapa geológico do Estado da Bahia. CPRM.
- Spier, C.A., Oliveira S.M.B., Sial A.N., Rios F.J. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Res.* **152**:170–206
- Strayer, L. M., Hudleston, P.J., Lorig, L. J. 2001. A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge. *Tectonophysics* , **335**:121-145.
- Suita, M.T.F. & Hartmann, L.A. 1996. Archean Serro Ultramafic Complex (Minas Gerais, Brazil): PGE-ophiolitic x stratiform chromite patterns. In: Symposium Archean Terrains of the South America Platform, I, *Extended Abstracts*, Brasília (DF), SBG, p.19-20.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. , 537 pp.
- Suppe, J. & Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Ecolgae Geologicae Helvetiae* **83**:409-454.
- Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E., Broadbent, G.C., Barley, M.E. 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. *Economic Geology* **96**: 837-873

- Taylor S.R. & McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 312.
- Teixeira, W., Carneiro, M.A., Noce, C.A., Machado, N., Sato, K., Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**:151-164.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A.V., Bongioiolo, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**:148–169
- Tribouillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* **232**:12-32.
- Tropper, P., Harlov, D., Krenn, E., Finger, F., Rhede, D., Bernhard, F. 2007. Zr-bearing minerals as indicators for the polymetamorphic evolution of the eastern, lower Austroalpine nappes (Stubenberg Granite contact aureole, Styria, Eastern Alps, Austria). *Lithos*, **95**:72–86.
- Tyson, R.V. & Pearson, T.H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **58**:1–26.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, **130**: 27–55.
- Vorhies, S.H., Ague, J.J., Schmitt, A.K. 2013. Zircon growth and recrystallization during progressive metamorphism, Barrovian zones, Scotland. *Amer. Mineral*, **98**:219–230.
- Vilela, O.V. & Santos O.M. 1983. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Minas Gerais. *II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais*, p.333-346.
- Young, G.M. 2013. Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history. *Geoscience Frontiers*, **4**:247-261.
- Zapparoli A. C. 2001. Os depósitos de cromita da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: Petrologia, quimismo e implicações genéticas. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de São Paulo. 133 p.

ANEXOS

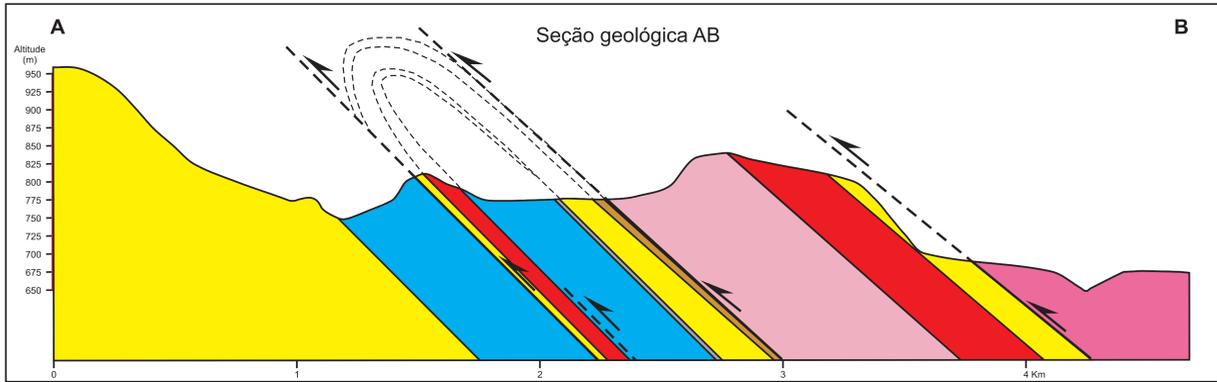
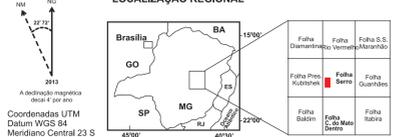




LEGENDA

- QUATERNÁRIO**
 AL Aluvião
- PALEOPROTEROZOICO**
 ES Supergrupo Espinhaço
- Grupo Serra de São José**
 CA Formação Canjica
 JA Formação Jacém
 IT Formação Itapanhoacanga
 LP Formação Lapão
- Suite meta-ígneia Conceição do Mato Dentro**
 CD
- Grupo Serra da Serpentina**
 SS Formação Serra do Sapo
 ME Formação Meloso
- ARQUEANO**
 GJ Meta-granito Jacém
 CG Complexo Guanhães
- 25 Direção e mergulho de foliação
 35 Rumo e caimento de lineação de estiramento
 Contato geológico normal
 Falha de empurrão
 Traço de plano axial de anticlinal com flanco invertido
 Falha de rasgamento com sentido de movimentação
 Curvas de nível com cota
 Drenagem
 Estradas
- 6160 Localização de amostras para geocronologia

LOCALIZAÇÃO REGIONAL



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO EM GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO DO ENTORNO DE ITAPANHOACANGA

Tese: As Formações Ferríferas da Região de Conceição do Mato Dentro - MG: Posicionamento Estratigráfico, Evolução Tectônica, Geocronologia, Características Geoquímicas e Gênese dos Minérios

Autor: Vassily Khoury Rolim Orientador: Carlos Alberto Rosière

Belo Horizonte 2016

