

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

***Caracterização geoquímica e geocronológica do Complexo
Granjeiro Sul, Província Borborema, NE Brasil: implicações
para a evolução crustal paleoarqueana do distrito ferrífero de
Curral Novo do Piauí***

José Alberto Rodrigues do Vale

Orientadora
Prof^a Dr^a Lena Virgínia Soares Monteiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2018**

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Caracterização geoquímica e geocronológica do Complexo
Granjeiro Sul, Província Borborema, NE Brasil: implicações para a
evolução crustal paleoarqueana do distrito ferrífero de Curral Novo
do Piauí**

JOSÉ ALBERTO RODRIGUES DO VALE

**Dissertação apresentada ao programa de
Pós-Graduação em Recursos Minerais e
Hidrogeologia para obtenção do título de
mestre em Recursos Minerais e Meio
Ambiente**

**Orientadora: Profa. Dra. Lena Virginia Soares
Monteiro**

**SÃO PAULO
2018**

Às mulheres mais importantes da minha vida.

AGRADECIMENTOS

A minha esposa, fiel companheira no decorrer dos anos, compartilhando ótimos momentos, amor, apoio, paciência e compreensão. A minha mãe, por todo seu exemplo de batalha e sacrifícios para dar todo o suporte incondicional de educação e futuro para seus dois filhos, essencial para a construção do nosso caráter. A minha irmã e seu companheirismo e apoio sempre presente. Ao meu pai que mesmo por pouco tempo ao nosso lado, proporcionou grandes momentos de amor, cuidados e bons exemplos para os seus filhos.

A minha orientadora, professora Dra. Lena Virginia Soares Monteiro, pelo desafio ao me aceitar como seu orientando, por todo o suporte para a construção desta dissertação e por compartilhar seu conhecimento geológico com o seu orientando.

A CPRM pela oportunidade dada ao aceitar o projeto inscrito por demanda induzida e permitir o seu desenvolvimento na forma de uma dissertação em uma grande faculdade, oferecendo todo o suporte de coleta e análise de dados.

Aos professores da USP que de forma direta ou indireta, transmitiram todo o seu conhecimento geológico e que me permitiu crescer ainda mais profissionalmente.

A toda a equipe da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais-DGM da Residência de Teresina. Muito obrigado por todos esses anos de trabalho, discussões geológicas bastante produtivas e amizade.

Por último e não menos importante, a todos os amigos que nada tem a ver com geologia, mas que são realmente especiais a minha simples vida.

*“I always say keep on dreaming
Someday you will find out
Maybe today you'll get that feeling
And you will know what it's about”*

David Axelsson / Jonas Thegel – *H.E.A.T*

RESUMO

Do Vale, J. A. R., 2018, Caracterização geoquímica e geocronológica do Complexo Granjeiro, Província Borborema, NE Brasil: implicações para a evolução crustal paleoarqueana do distrito ferrífero de Curral Novo do Piauí [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.

O distrito ferrífero de Curral Novo é hospedado pelo Complexo Granjeiro Sul, situado na Zona Transversal, na porção sudoeste da Província Borborema, no estado do Piauí. Nesse distrito, formações ferríferas bandadas apresentam teor médio de 27,5% de Fe em recursos de mais de um bilhão de toneladas. Dados de campo, petrográficos, isotópicos, geoquímicos e geocronológicos possibilitaram a caracterização de uma associação de gnaisses e migmatitos com afinidade TTG e uma sequência metavulcanossedimentar com evidências de atividade exalativa de fundo oceânico com idade paleoarqueana. A suíte TTG do Complexo Granjeiro Sul apresenta grande variação química. Inclui tipicamente rochas magnesianas de composição cálcica a álcali-cálcica com baixo conteúdo de minerais máficos. Essas rochas possuem baixa concentração em elementos LILE e HFSE, significativo fracionamento de ETRL ($La/YbN = 9,78-139,12$) e anomalias levemente negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,62-0,97$), características de magmas gerados a partir de uma fonte de baixa pressão. Idades U–Pb em zircão obtidas em gnaisses TTG indicam cristalização do magma em 3349 ± 15 Ma (MSWD = 0,62). A sequência metavulcanossedimentar do Complexo Granjeiro Sul é constituída por rochas metamáficas, metaultramáficas e formações ferríferas bandadas e interpretada como de idade próxima à da geração das rochas TTG do complexo. As rochas derivadas de protólitos ultramáficos e máficos apresentam composição komatiítica a basáltica e possuem gênese associada à fase de subducção entre duas placas oceânicas, apresentando afinidade química análoga a de rochas de arcos de ilhas modernos. As formações ferríferas bandadas apresentam fácies sedimentares óxido e silicato, com forte empobrecimento em HFSE e ETR e anomalias negativas de Ce ($Ce/CeN = 0,04-0,37$). Todo este conjunto de rochas arqueanas foi intrudido por corpos sienograníticos de idade de $2,651.8 \pm 8.9$ Ma (MSWD = 1,5), pós-colisionais do tipo A2. Os sienitos são quimicamente classificadas como rochas metaluminosas a peraluminosas, cálcio-alcálicas de alto-K e ferrosas. Possuem leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e apresentam altos conteúdos de LILE e HFSE. Processos de alteração hidrotermal presentes nas encaixantes do minério de ferro e nas próprias formações ferríferas bandadas incluem silicificação, albitização, potassificação, carbonatização, sulfetação e reconcentração do ferro. Assinaturas de isótopos de enxofre ($\delta^{34}S = -3,11$ a $2,03$) em sulfetos hidrotermais sugerem fontes magmáticas para o enxofre associado ao sistema hidrotermal. As rochas do Complexo Granjeiro registraram ainda forte retrabalhamento crustal no Paleoproterozoico a partir do Riaciano (ca. 2,2 Ga), que resultou em metamorfismo das rochas metavulcanossedimentares, com picos que perduram até o Estateriano (ca. 1,7 Ga).

Palavras-chave: Província Borborema, Complexo Granjeiro, Paleoarqueano, recursos minerais, formações ferríferas bandadas.

ABSTRACT

Do Vale, J. A. R., 2018, Lithochemistry and LA-ICP-MS U-Pb geochronology of the Southern Granjeiro Complex, Borborema Province: Implications for the Paleoproterozoic crustal evolution of the Curral Novo do Piauí iron mineral district [Master's Thesis], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.

The Curral Novo do Piauí iron district, located in the Transversal Zone of the Borborema Province, is hosted by the Southern Granjeiro Complex. In this district, banded iron formations have an average grade of 27.5% of Fe in resources of more than one billion tons. Field, petrographic, isotopic, geochemical and geochronological data allowed the characterization of an association of gneisses and migmatites with TTG affinity and a Paleoproterozoic greenstone belt sequence with evidence of ocean floor exhalative activity. The TTG suite of the Southern Granjeiro Complex includes magnesian rocks of calcic to alkali-calcic affinity and low content of mafic minerals. These rocks have a low concentration of LILE and HFSE elements, significant fractionation of ETRL ($La/Yb_N = 9.78-139.12$) and slightly negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.62-0.97$). These characteristics are similar to that of magmas generated from low-pressure sources. LA-ICP-MS U-Pb zircon ages obtained in TTG gneisses indicate magma crystallization at 3.349 ± 15 Ma (MSWD = 0.62). The Southern Granjeiro metavolcanosedimentary sequence comprises metamafic and metaultramafic volcanic rocks and banded iron formation. These rocks derived from basaltic and komatiitic protoliths with chemical affinity to those formed in modern island arcs. The banded iron formation has (magnetite-quartz) and silicate (grunerite-quartz) facies, with strong impoverishment in HFSE and ETR and negative Ce anomaly ($Ce/Ce_N = 0.04-0.37$). Post-collisional A_2 -type syenogranites ($2.651.8 \pm 8.9$ Ma; MSWD = 1.5) crosscut the Granjeiro Complex. The syenogranites are ferroan, metaluminous to peraluminous and have a high-K calc-alkaline affinity. They have a slight enrichment of ETRL concerning ETRP and high contents of LILE and HFSE. Hydrothermal alteration processes present in the banded iron formations and associated volcanic rocks include silicification, albitization, potassic alteration, carbonation, sulfide formation and iron reconcentration. Sulfur isotopes signatures ($\delta^{34}S = -3.11$ to 2.03) of hydrothermal sulfides suggest magmatic sulfur sources associated with the hydrothermal system. The rocks of the Complexo Granjeiro still recorded strong crustal reworking and metamorphism in the Riacian (ca. 2.2 Ga) until the Staterian (ca. 1.7 Ga).

Keywords: Borborema Province, Granjeiro Complex, Paleoproterozoic, mineral resources, banded iron formations.

Sumário

1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.1 Introdução	1
1.2 Localização da Área de Estudo	2
1.3 Distrito Ferrífero de Curral Novo do Piauí.....	3
2 OBJETIVOS	5
3 MÉTODOS	6
3.1 Compilação Bibliográfica	6
3.2 Informações Geofísicas	6
3.3 Etapas de Campo.....	6
3.4 Petrografia	7
3.5 Análises Litoquímicas e Isotópicas	7
3.6 Análises Geocronológicas	8
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	11
4.1 Alteração Hidrotermal em Formações Ferríferas Bandadas.....	11
4.1.1 Introdução	11
4.1.2 Ambientes geotectônicos.....	11
4.1.3 Trajetórias de fluidos	14
4.1.4 Características estruturais	14
4.1.5 Alteração hipógena.....	15
4.1.6 Enriquecimento supergênico.....	16
4.1.7 Aspectos geoquímicos	16
4.1.8 Origem dos fluidos hidrotermais	16
4.2 Contexto Geológico Regional	20
4.2.1 Introdução	20
4.2.2 - Subdivisão tectonoestratigráfica	21
4.2.3 Núcleos Arqueanos	21
4.2.4 Terreno Granjeiro.....	23
4.2.5 – Unidades litoestratigráficas	25
4.2.6 Formações Ferríferas e Depósitos de Ferro.....	26
4.2.7 Informações geofísicas da área de estudo	27
4.2.7.1 Mapa Kperc	28
4.2.7.2 Mapa Ternário (K x eTh x eU)	28
4.2.7.3 Mapa do Campo Magnético Anômalo	29
4.2.7.4 Mapa da Amplitude do Sinal Analítico.....	29
5 SÍNTESE DOS RESULTADOS.....	36
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	40
Anexo I.....	49
Anexo II.....	113

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo com marcação das áreas alvo da empresa BEMISA.	4
Figura 02 - Localização mundial dos principais distritos de minério de ferro associados a BIFs (retirado de Hagemann <i>et al.</i> , 2015).	13
Figura 03 - Ambientes tectônicos de formação dos três tipos de depósitos BIF (modificado de Gross, 1993).	14
Figura 04 - Modelo esquemático ilustrando os tipos possíveis de fontes fluidas hidrotermais, baseado nas características de salinidade, temperatura e isótopos de O (modificado de Hagemann <i>et al.</i> , 2015).	19
Figura 05 - Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Os principais terrenos são apresentados segundo a sua idade, com destaque para o Complexo Granjeiro, área de estudo (modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003).	20
Figura 06 - Mapa Kperc da região Sul da Folha Simões, correlacionado com as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.	31
Figura 07 - Mapa ternário da região sul da Folha Simões, correlacionados as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.	32
Figura 08 - Mapa do campo magnético anômalo, correlacionados as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.	33
Figura 09 - Mapa da amplitude do sinal analítico, correlacionados as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.	34
Figura 10 - Mapa geológico simplificado da área do Distrito Ferrífero de Curral Novo do Piauí (modificado de Uchoa Filho <i>et al.</i> , 2017).	35

LISTA DE TABELAS

Tabela 1– Principais distritos ferríferos e características principais dos depósitos (adaptado de Hagemman <i>et al.</i> , 2015).....	12
Tabela 2 - Reações químicas durante gênese e metamorfismo das formações ferríferas (modificado de Hagemann <i>et al.</i> , 2015)	18

1 APRESENTAÇÃO

1.1 Introdução

O presente estudo de Mestrado, desenvolvido no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geociências (Recursos Minerais e Hidrogeologia) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, está inserido no projeto “Integração Geológica e Avaliação do Potencial Mineral das Faixas Marginais da Borda Noroeste do Cráton São Francisco – Subárea Faixa Riacho do Pontal”, executado a partir do ano de 2015 pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil e finalizado durante o ano de 2017. Este projeto está relacionado ao Empreendimento “Áreas de Relevante Interesse Mineral” (ARIM), programa executado pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM. A área de trabalho pertence à empresa BEMISA do Grupo PI4 Participações e Empreendimentos S.A., e está incluído no Projeto Planalto Piauí, desenvolvido pelo grupo GME4. O distrito apresenta teor médio de 27,5% de Fe (magnetita) e mais de um bilhão de toneladas de recursos de minério certificadas, sendo 252 Mt medidos, 575 Mt indicados e 174 Mt inferidos.

O distrito ferrífero de Curral Novo do Piauí (Dias & Silva, 2009, Costa, 2010; Sato, 2011) situa-se na porção sudoeste da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1976), no denominado Complexo Granjeiro. Limita-se ao sul pelo Lineamento Patos e ao norte pela zona de cisalhamento Malta, pela Faixa Orós–Jaguaribe e pelo terreno Rio Piranhas (Bizzi *et al.*, 2003). Este complexo se estende em duas principais áreas de exposição: uma localizada no estado do Ceará, que foi alvo de estudos refinados e apresenta dados geocronológicos robustos (Bautista, 2012; Freimman, 2014; Ancelmi, 2016) e; outra inserida no estado do Piauí, que carece de estudos mais específicos. Embora esses blocos possam ter continuidade física, essa relação é incerta uma vez que a área entre eles encontra-se coberta por sedimentos cretáceos da Bacia do Araripe (Gomes & Vasconcelos, 2000).

O Complexo Granjeiro Sul (Bloco Piauí), de idade arqueana, representa um conjunto litológico formado por rochas metamórficas ortoderivadas arqueanas com afinidade TTG (U-Pb em zircão $3,424 \pm 3,3$ Ma, Martins, 2017) cujos protólitos foram intrusivos em uma sequência metavulcanossedimentar.

Essa sequência, considerada remanescente de crosta oceânica antiga (Vasconcelos *et al.*, 1998), é composta por metabasaltos, metagabros, xistos ultramáficos, quartzitos e formações ferríferas bandadas (FFB).

Alterações hidrotermais significativas foram reconhecidas nas rochas associadas aos depósitos de ferro, incluindo as formações ferríferas bandadas, as rochas anfibolíticas da sequência metavulcanossedimentar e até mesmo os ortognaisses TTG. Tais processos de alteração hidrotermal têm sido vinculados à exsolução de fluidos magmático-hidrotermais durante a cristalização de granitos neoproterozoicos, associados ao final da Orogenia Brasileira (Costa, 2010; Santos *et al.*, 2014). A interação destes fluidos hidrotermais com as rochas do Complexo Granjeiro resulta em grande mudança na sua composição química e na reconcentração do ferro, além do enriquecimento em outros elementos, tais como cobre e ouro. Por este motivo, foi aventada em estudos anteriores (Dias e Silva, 2009; Costa, 2010; Santos *et al.*, 2014) a possibilidade de uma relação entre os com processos hidrotermais reconhecidos nos depósitos de ferro de Curral Novo do Piauí com aqueles característicos dos depósitos da classe de óxido de ferro–cobre–ouro (*iron oxide–copper–gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992).

Dessa forma, a presente dissertação visa ao estudo das rochas do Complexo Granjeiro, a partir de informações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Pretende-se, deste modo, caracterizar aspectos geológicos regionais do complexo e estudar de forma mais específica as intrusões sieníticas inseridas no complexo, consideradas a provável fonte de fluidos hidrotermais que modificaram as formações ferríferas e rochas encaixantes associadas, imprimindo características hidrotermais nos depósitos de ferro do distrito de Curral Novo do Piauí. O resultado final da dissertação é apresentado na forma de artigo científico inserido como Anexo I no corpo do trabalho. As informações dos afloramentos visitados em campo estão presentes no Anexo II.

1.2 Localização da Área de Estudo

O trabalho foi desenvolvido na porção centro-sul da Folha Simões (SB.24–Y–C–VI), nas seguintes delimitações geográficas: 7° 45´S e 40° 30´W; 7° 45´S e 41° 0´W; 8° 0´S e 40° 30´W; 8° 0´S e 41° 0´W (Figura 1).

A área de estudo se encontra nos arredores do município de Curral Novo do Piauí, localizada a 459 km de Teresina, PI, e 230 km do município de Petrolina, PE. O acesso à área se dá pela rodovia BR-316 a partir de Teresina ou seguindo a BR-407 e transitando para a PI-142 e PI-456, com início em Petrolina.

1.3 Distrito Ferrífero de Curral Novo do Piauí

Os estudos de prospecção no Distrito Ferrífero Curral Novo do Piauí tiveram início no ano de 2007 pela empresa BEMISA. Ao todo, foram executados quase 69.000 m de perfuração, totalizando 329 sondagens. As formações ferríferas bandadas (BIF) apresentam como mineral de minério a magnetita. Seus teores médios de ferro são de 27,5% em mais de um bilhão de toneladas de recursos de minério certificados.

A partir de informações geológicas coletadas, foram definidos seis alvos de trabalho: 1 – Massapê–Manga Velha; 2 – Abelão; 3 – Tamanduá; 4 – Alto Alegre; 5 – Serra Vermelha; e 6 – Manga Velha NE (Figura 01).

O principal alvo é o Massapê–Manga Velha (1), que representa um corpo com 20 km de extensão, diretamente afetado pela zona de cisalhamento Serra Vermelha, um ramo sintético da zona de cisalhamento Itaizinho–Baixio (ver seção 4.2.7). Devido à sua relação espacial com a zona de cisalhamento, os corpos deste alvo apresentam-se regionalmente boudinados e com mergulho subvertical. Os alvos Massapê–Manga Velha (1) e Abelão (2) apresentam teores médios de 40%.

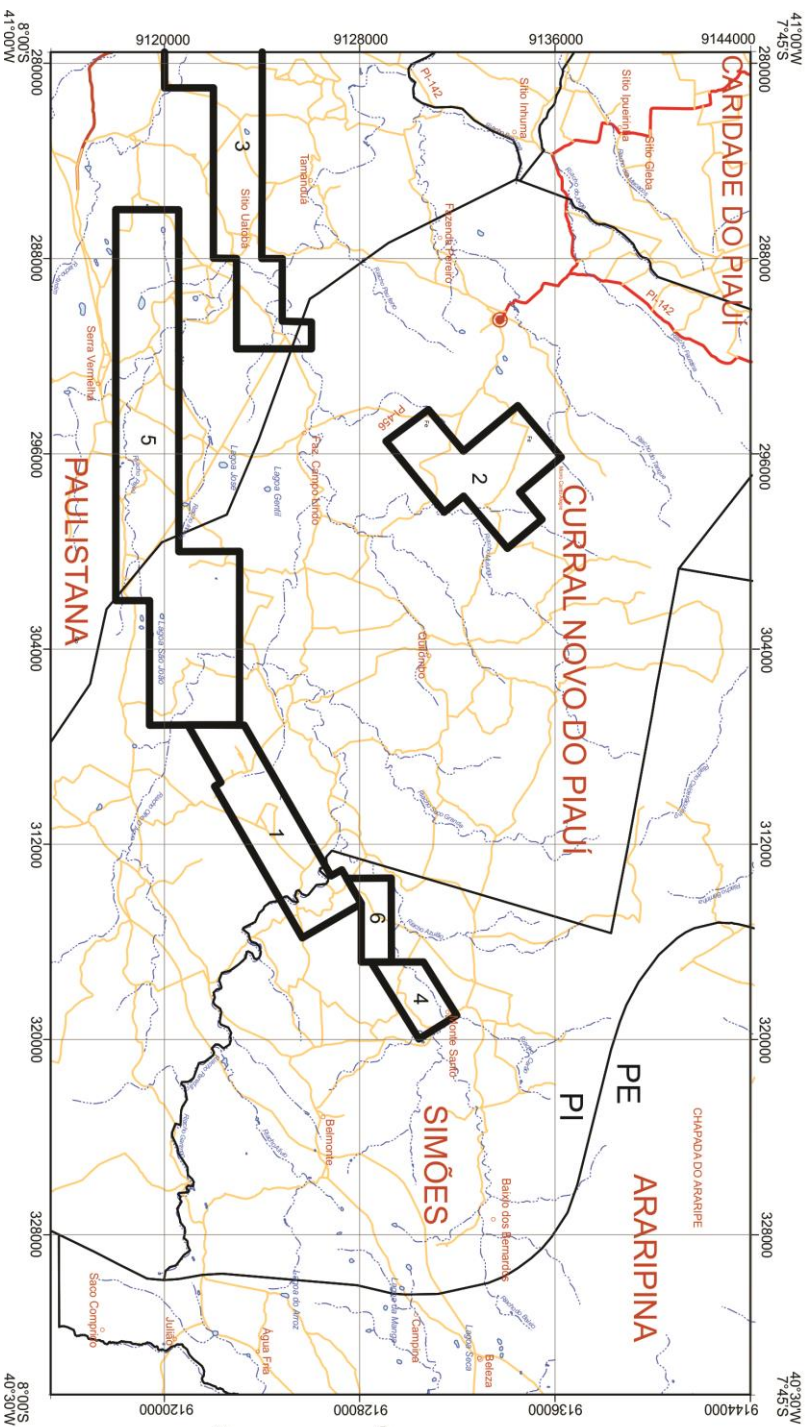
Uma zona especialmente favorável é o chamado Morro do Riacho, na junção dos alvos Manga Velha NE (6) e Alto Alegre (4). Nesta região há uma dobra regional e colocação dos granitoides tidos como neoproterozoicos. Estas características são possíveis fatores chave para reconcentração do ferro na região, uma vez que os corpos de minério alcançam teores médios acima de 40% de ferro.

ÁREAS ALVO

- 1 - MASSAPÉ - MANGA VELHA
- 4 - ALTO ALEGRE

- 2 - ABELÃO
- 5 - SERRA VERMELHA

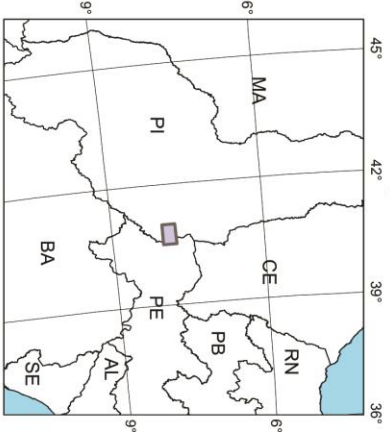
- 3 - TAMANDUÁ
- 6 - MANGA VELHA NE



LEGENDA

- Áreas alvo
- Limite de municípios
- Cidade
- Localidade
- Estrada não pavimentada
- Estrada pavimentada
- Curso d'água intermitente
- Lagoa Perene
- Lagoa Intermitente

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



MAPA PLANIMÉTRICO
ESCALA 1:100.000



Figura 01 – Mapa de localização da área de estudo com marcação das áreas alvo da empresa BEMISA.

2 OBJETIVOS

Esta Dissertação de Mestrado tem por objetivo principal resolver a evolução geodinâmica do Complexo Granjeiro Sul, no qual o distrito ferrífero de Curral Novo do Piauí se localiza, a partir de:

- i. Caracterização petrográfica e geoquímica dos litotipos constituintes do Complexo Granjeiro Sul, Bloco Piauí (rochas TTG, rochas metamáficas e metaultramáficas, formações ferríferas bandadas) e dos corpos sieníticos intrusivos;
- ii. Identificação e caracterização dos tipos de alteração hidrotermal presentes nos corpos sienograníticos, rochas encaixantes das formações ferríferas bandadas e formações ferríferas;
- iii. Caracterização da assinatura de isótopos de S em sulfetos presente em veios nas rochas metamáficas visando a determinação da fonte de enxofre associado ao sistema hidrotermal responsável pela modificam a composição química das rochas e pela reconcentração do ferro nas BIF;
- iv. Caracterização geocronológica U–Pb das rochas TTG, rochas máficas da sequência metavulcanossedimentar e dos corpos intrusivos e;
- v. Reconstituir a evolução do Complexo Granjeiro e posicionar temporalmente em sua evolução os processos responsáveis pela gênese dos depósitos de Fe de Curral Novo do Piauí.

3 MÉTODOS

3.1 Compilação Bibliográfica

Esta primeira etapa envolveu a compilação bibliográfica da base de dados já existentes, referentes ao projeto desenvolvido no âmbito da CPRM, denominado “Integração Geológica e Avaliação do Potencial Mineral das Faixas Marginais da Borda Noroeste do Cráton São Francisco – Subárea Faixa Riacho do Pontal”, assim como mapas e relatórios antigos, projetos finalizados com dados já publicados, além de artigos, monografias, dissertações e teses relacionados ao Complexo Granjeiro, ao distrito ferrífero de Curral Novo do Piauí e a outros núcleos arqueanos da Província Borborema.

3.2 Informações Geofísicas

Foram utilizados dados aerogamaespectrométricos e aeromagnéticos do Projeto Aerogeofísico Centro–Sudoeste do Ceará, executados no ano de 2010 pela empresa Prospectors Aerolevanteamento e Sistemas LTDA., a mando de execução da CPRM, a partir do Programa de Atividades Técnicas 2006 (PAT 2006). O tratamento dos dados aerogeofísicos foram feitos a partir de rotinas implementadas no *software* Geosoft–Oásis Montaj 9.2. As informações obtidas foram organizadas com o *software* ArcGis 10.2. Estas informações geofísicas foram utilizadas para revelar as anomalias existentes na área e correlaciona-las com as seis áreas alvo delimitadas pela empresa BEMISA.

3.3 Etapas de Campo

Foram realizadas duas etapas de campo na área de ocorrência do Complexo Granjeiro, totalizando 20 dias de atividades. Neste período foi possível reconhecer as principais unidades do complexo e suas relações regionais e locais, além de amostragem. A empresa BEMISA também permitiu o acesso a testemunhos de três sondagens (AL01–Furo 029; AL02–Furo 022; e AL06–Furo 285), pertencentes aos alvos Massapê–Manga Velha e Manga Velha NE, onde foi possível coletar dados sobre as formas de ocorrência das alterações hidrotermais e relações de contato entre minério e encaixantes.

As amostras coletadas durante os levantamentos geológicos em afloramentos e de testemunhos de sondagem cedidos gentilmente pela

BEMISA foram utilizadas para confecção de lâminas delgadas, análises geoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

3.4 Petrografia

Foram confeccionadas 112 lâminas, delgadas e polidas, representativas de todos os litotipos da área de estudo, no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP e no LAMIN do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Residência de Teresina e SUREG–São Paulo). As lâminas foram analisadas em microscópio petrográfico (luz transmitida e luz refletida) no Laboratório de Petrografia Sedimentar do IGc–USP.

O estudo petrográfico teve por objetivo a caracterização mineralógica e textural dos litotipos, assim como a identificação das paragêneses relacionadas à evolução dos protólitos, às alterações hidrotermais e aos processos mineralizantes impressos nessas rochas.

3.5 Análises Litoquímicas e Isotópicas

Foram separadas para análise litoquímica 54 amostras, incluindo os litotipos do Complexo Granjeiro presentes na zona do depósito. As amostras foram preparadas e deixadas em blocos com valores aproximados de 100 g a 200 g e enviados ao laboratório GEOSOL, responsável pela pulverização e obtenção dos resultados analíticos. A perda ao fogo (*Loss On Ignition* ou LOI) foi determinada pela diferença de peso após aquecimento a 450 °C e/ou 1000 °C.

Os métodos analíticos empregados incluíram:

- Espectrometria de Fluorescência de Raios X (FRX79C) por fusão em metaborato e tetraborato de lítio, compreendendo os seguintes elementos: Al_2O_3 , BaO , CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , Nb_2O_3 , P_2O_5 , SiO_2 , TiO_2 , todos em porcentagem de elementos maiores, além da perda ao fogo (LOI);
- ICP–MS (*Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry*), segundo os métodos IMS95A e ICM40B por fusão em metaborato e digestão multiácida, respectivamente. O primeiro método foi usado para a detecção dos seguintes elementos: Ba, Be, Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Ni, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Y, Yb e Zr, todos em valores

ppm. O segundo método foi destinado à análise dos elementos maiores Al (%), Ca (%), Fe (%), K (%), Mg (%), Mn (%), Na (%), S (%) e Ti (%), e traços (em ppm): Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, In, La, Li, Lu, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Yb, Zn e Zr;

- Método CLA80C, por digestão ácida e titulação, para resultados de FeO.

Cinco amostras de sulfetos selecionadas para análises de isótopos de S foram analisadas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). A composição isotópica do enxofre foi determinada em LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation-Multi Collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) em grãos individuais de sulfeto. Os sulfetos foram extraídos a partir de amostras provenientes dos testemunhos de sondagem através de uma broca manual com seleção dos grãos com auxílio de um estereomicroscópio. A produção de SO₂ para análise isotópica de enxofre foi feita a partir da combustão dos sulfetos em cápsulas de estanho a 1080 °C com excesso de oxigênio. Os gases produzidos a partir da combustão foram levados através de uma corrente de hélio para catalizadores de tungstênio e zircônio para redução em um filamento de cobre de alta pureza. A separação de SO₂ foi feita em cromatógrafo de gás. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ têm precisão de 0,01‰ e foram reportados em relação ao padrão CDT (Canion Diablo Troillite).

3.6 Análises Geocronológicas

Foram selecionadas quatro amostras de rocha para análises geocronológicas. As análises geocronológicas U–Pb LA–ICP–MS em zircão foram obtidas na Universidade de São Paulo (USP – amostra DS-07), Universidade de Campinas (UNICAMP – amostra JR-333) e na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP – amostras CB-03 e JR-289A).

A análise pelo método U–Pb LA–ICP–MS executada pelo laboratório de geocronologia da Universidade de São Paulo (CPGeo - USP), utilizou o equipamento Thermo Neptune laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (LA–ICP–MS), com resolução espacial analítica obtida por Laser Excimer com ArF 193 nm. Os procedimentos analíticos seguiram o padrão apresentado por Sato *et al.* (2008). A ablação ocorreu em *spots* de 32 μm , com frequência de 6 Hz e intensidade de 6mJ. O material

pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,6 l/min) e Ar (0,7 l/min) durante todo o procedimento analítico foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional MUD TANK. Os dados foram adquiridos em 60 ciclos de 1 segundo, seguindo a sequência de aquisição de 2 brancos, 3 padrões, 12 *spots* em zircão, 2 brancos e 2 padrões e em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas ^{202}Hg , ^{204}Pb (Pb+Hg), ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U . A redução dos dados brutos incluiu as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum utilizando-se a planilha desenvolvida pelo CPGeo na USP. As idades foram calculadas e os gráficos construídos com os recursos do ISOPLOT 4.1.

A análise pelo método U–Pb LA–ICP–MS feita no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Campinas usou equipamento de ablação a laser *Phanton Machine Excimer 193*, e a célula de ablação *HelEx*, acoplada a um ICP-MS *Element XR (Thermo Scientific)*, com as seguintes características: (i) diâmetro do *spot* de 25 μm , (ii) taxa de repetição de 10Hz e (iii) fluência de 4.74J/cm². O equipamento capta oito isótopos de cada amostra ($^{204,206,207,208}\text{Pb}$, ^{232}Th , $^{235,238}\text{U}$). O procedimento analítico no equipamento LA-ICP-MS usa os padrões de zircão 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995). A redução dos dados foi feita com uso do *software* VizualAge (Petrus & Kamber, 2012) do pacote IOLITE (Paton *et al.*, 2010). O método envolve a subtração do branco seguida da correção e comparação com o padrão do zircão 91500. Outros critérios envolvem a avaliação da qualidade do dado: (i) conteúdo anômalo de Pb comum, relacionado à razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menor que 3000 e alta porcentagem do ^{206}Pb no total de Pb ($f_{206}>1$), (ii) alto conteúdo de U, valores maiores que 500 $\mu\text{g/g}$.

No laboratório de geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto (LOPAG–DEGEO–UFOP) a análise pelo método U–Pb LA–ICP–MS utilizou o equipamento ThermoScientific Element 2 sector field ICP-MS acoplado ao laser CETAC LSX-213 G2+ seguindo a técnica descrita por Gerdes & Zeh (2006, 2009). As ablações por laser foram realizadas com uma frequência de 10 Hz que geraram furos de 20 micrômetros de diâmetro. Os primeiros cinco segundos de cada análise foram descartados e os sinais das janelas de

integração foram ajustados para excluir possíveis sinais de fraturas ou inclusões. Erros instrumentais foram corrigidos usando ajustes interpolativos lineares. As calibrações foram baseadas em nove ou mais análises de padrões. O padrão primário utilizado foi M127 524 ± 2 (Klotzli *et al.* 2009) e o secundário, Plešovice 337 ± 1 (Sláma *et al.* 2008).

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Alteração Hidrotermal em Formações Ferríferas Bandadas

4.1.1 Introdução

Formações ferríferas bandadas (BIF) são rochas com alta porcentagem de ferro, por vezes ultrapassando 60% de FeO, sendo o mais importante sistema metalífero de ferro em produção mundial (Hagemann *et al.*, 2015).

A primeira definição de formações ferríferas bandadas foi introduzida por James (1954). Este autor as definiu como rochas sedimentares químicas, finamente bandadas e/ou laminadas, contendo pelo menos 15% de ferro de origem sedimentar e, comumente, mas não necessariamente, contendo camadas de *chert*. Beukes & Gutzmer (2008) e Hagemann *et al.* (2008) definem as BIF como uma variedade de formação de ferro que contém camadas de *chert*, dispostas em bandas finas de origem sedimentar química, com pelo menos 15% de ferro de origem sedimentar. Klein (2005) considera que nas BIF o valor mínimo de ferro deve ser de ao menos 30 a 35%. No entanto, o teor de ferro das formações ferríferas comumente não apresenta valor econômico. Portanto, a formação de minério de ferro requer transformação das BIF por intensos processos geoquímicos, que podem ocorrer em sistemas hidrotermais de curta ou de longa duração, com formação de minério de ferro por enriquecimento hipógeno e/ou supergênico.

As características de tonelagem e teor de Fe dos principais depósitos ferríferos podem ser vistas na tabela 1. A Figura 02 destaca a localização dos principais distritos globais de ferro.

4.1.2 Ambientes geotectônicos

Existem três tipos de formações ferríferas vinculadas a controles tectônicos específicos (Figura 03):

Tipo Algoma – Costumam estar relacionadas a centros hidrotermais exalativos, próximos a regiões vulcânicas em ambientes convergentes, sendo comumente associadas a sequências metavulcanossedimentares de *greenstone belts* (Gross, 1980, 1993). Apresentam textura bandada e geralmente resultam em depósitos pequenos, com espessuras máximas de

100 m, extensão lateral que não ultrapassa 10 km e tonelagens inferiores a 10^{10} t (James & Trendall, 1982).

As formações ferríferas bandadas do tipo Algoma apresentam uma gênese associada à precipitação química cíclica em ambiente vulcanossedimentar de idade arqueana e paleoproterozoica. O ferro do sistema se precipita como ferrohídrita ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), sintetizada através da fotossíntese ou fotoxidação do elemento Fe^{2+} , derivado de solução exalativas hidrotermais no oceano (Bekker *et al.*, 2010). O hidrotermalismo no assoalho oceânico, relacionado à circulação da água do mar aquecida, afeta as rochas encaixantes (basaltos) e as rochas sedimentares químicas (formações ferríferas) que, posteriormente, são submetidos ao metamorfismo regional, que promove alterações significativas nessas rochas. A tabela 2 resume as principais reações sofridas pelos sedimentos ferríferos até a formação final dos depósitos de BIF.

Tipo Lago Superior – São desenvolvidas em sucessões de rochas sedimentares depositadas em ambientes de margem passiva durante o Proterozoico (Gross, 1980, 1993). Os maiores depósitos de ferro do mundo são vinculados a esse tipo de BIF (Bekker *et al.*, 2010). As principais características deste tipo de depósito incluem textura granular e oolítica e grandes extensões laterais, espessuras e tonelagens (James & Trendall, 1982).

Tabela 1 – Principais distritos ferríferos e características principais dos depósitos de ferro (adaptado de Hagemann *et al.*, 2015).

Nome do distrito/depósito	País	Principal proprietário	Tonelagem (GT)	Fe (%)	Fe (Mt) Contido
Distrito de Hamersley	Austrália	BHP Billiton, Rio Tinto, FMG	19.2	64.0	12288
Quadrilátero Ferrífero	Brasil	Vale	17.5	64.0	11200
Carajás	Brasil	Vale	16.0	63.0	10080
Noamundi	Índia	Tata Steel Ltd.	3.3	61.0	2013
Mesabi Range District	EUA	ArcelorMittal S.A., Cliffs Natural Resources Inc.	3.4	54.0	1836
Cerro Bolívar	Venezuela	Commodities and Minerals Ltd.	3.0	55.0*	1650
Krivoy Rog	Ucrânia	ArcelorMittal S.A.	2.8	57.0	1596
Yilgarn	Austrália	Cliffs Natural Resources Inc., Sinosteel Midwest corp. Ltd.	2.5	55.0	1375
Simandou	Guiné	Rio Tinto	2.8	40.0	1120
Sishen	África do Sul	Anglo American plc	1.7	64.8	1095
Thabazimbi	África do Sul	Anglo American plc		61.0	
Bailadila	Índia	NMDC Ltd.	1.0	66.5	665
Wabush	Canadá	Cliffs Natural Resources Inc.	1.2	38.0*	437
Corumbá-Urucum	Brasil	Vale	0.035	54.0	19

* Valor mínimo

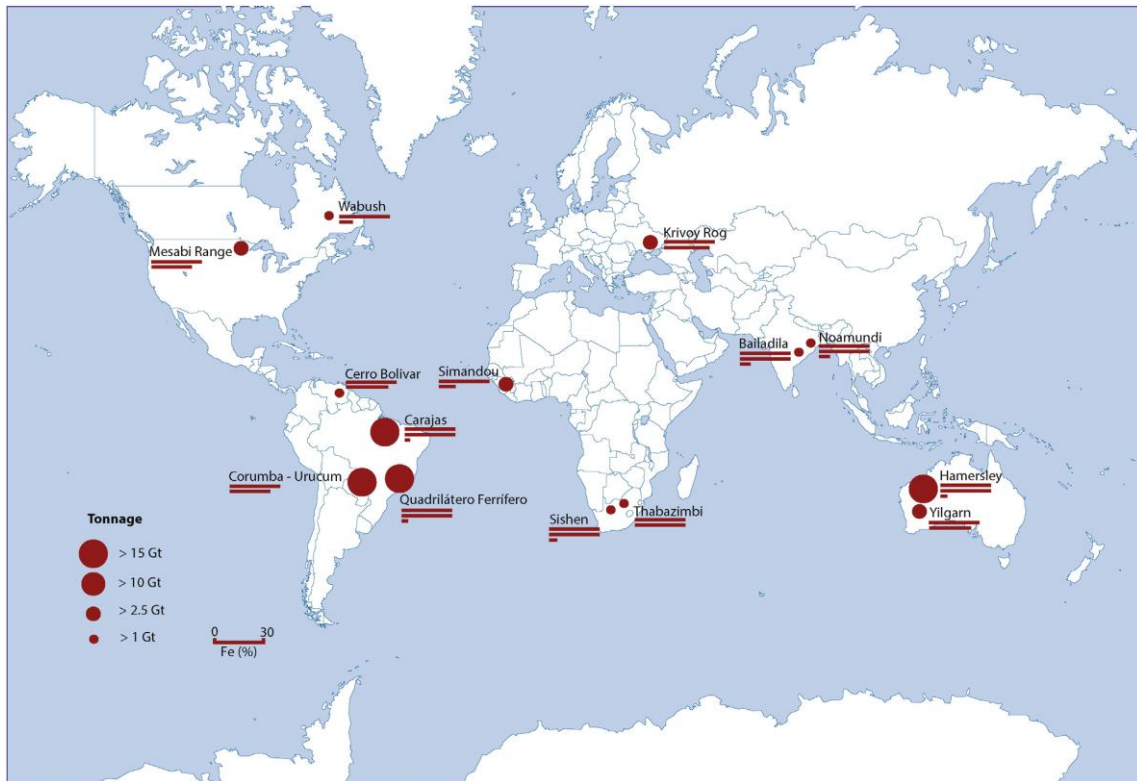


Figura 02 - Localização mundial dos principais distritos de minério de ferro associados a BIFs (retirado de Hagemann *et al.*, 2015).

Tipo Rapitan – São BIFs restritas ao Neoproterozoico e se associam a sucessões sedimentares formadas em ambientes glaciogênicos. São relacionadas ao evento “*Snowball Earth*” (715 a 580 Ma), que representa fases de glaciação global com desenvolvimento de um ambiente glacio-marinho com condições de anoxia propícias à precipitação destas rochas ferríferas (Gross, 1973; Young, 1976). Os metais seriam derivados de fluidos hidrotermais, sedimentos continentais ou solutos, com precipitação associada à oscilação das condições químicas dos oceanos por controle climático (Urban *et al.*, 1992).

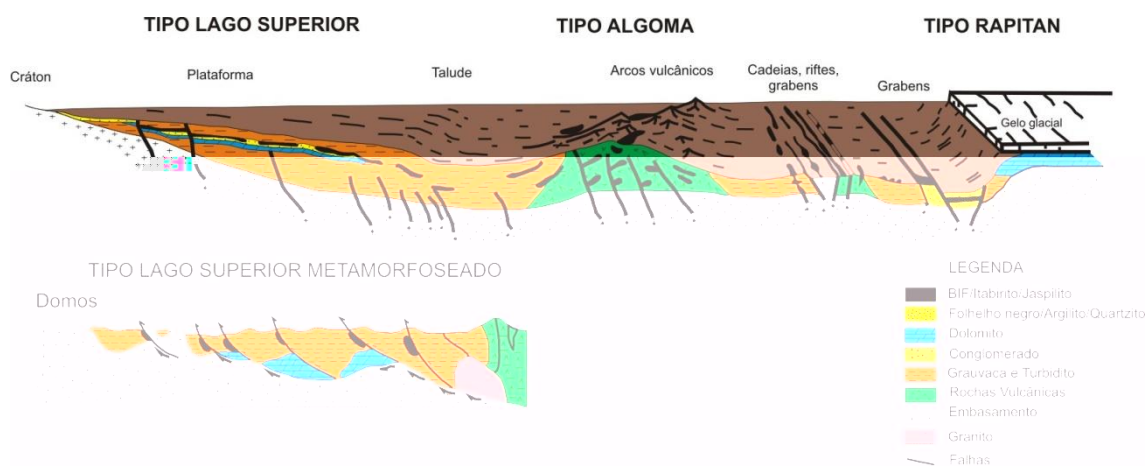


Figura 03 – Ambientes tectônicos de formação dos três tipos de BIF (modificado de Gross, 1993).

4.1.3 Trajetórias de fluidos

A permeabilidade é a principal propriedade da rocha submetida à circulação dos fluidos hidrotermais no seu interior. No entanto, para ocorrência das principais alterações hidrotermais necessárias para o enriquecimento em ferro das formações ferríferas bandadas (e.g. oxidação, perda de sílica), são necessários valores de 10^9 m³ de fluidos circulantes em um depósito do tipo Lago Superior (Evans *et al.*, 2013). Portanto, torna-se necessária a presença de importantes aspectos estruturais para geração de permeabilidade estrutural, tais como sistema de falhas e geração de dobras (Dalstra & Rosière, 2008). O principal papel dessas grandes estruturas é facilitar a conexão das fontes de fluidos ao local no qual ocorrem as formações ferríferas, promovendo a transformação destas e gerando um minério de ferro de alta qualidade, a partir de intensas alterações geoquímicas (Hagemann *et al.*, 2015).

4.1.4 Características estruturais

Para a geração de um sistema com uma quantidade significativa de ferro (> 55%), é necessária a presença de um protólito que já contenha ao menos 30 a 35% de ferro de origem sedimentar. Espessamento primário controlado pela estratigrafia e por fatores estruturais, tal como duplicação estrutural, e formação de dobras são condições importantes para aumento da intensidade da alteração e formação de volume extra (Hagemann *et al.*, 2015). James (1954) considerava que a configuração litoestratigráfica favorável para um sistema de formações ferríferas bandadas é caracterizada pela precipitação da

fácies óxido de alta granulometria e grande extensão lateral. Carbonatos sedimentares presentes junto à fácies óxido costumam ser altamente solúveis em ambientes de interação fluido-rocha em baixa temperatura, favorecendo o enriquecimento relativo do sistema ferrífero (Evans *et al.*, 2013). Estas alterações com enriquecimento de ferro apresentam controle a partir do campo de *stress* atuante na região e são vinculadas a processos de alteração hipógena que resultam em zonas de alteração e enriquecimento em ferro na presença de fluidos hidrotermais.

A configuração tectônica imposta à região na qual o protólito está localizado é o principal fator de controle para a trajetória dos fluidos hidrotermais. Estas estruturas também são importantes na preservação do depósito. Dalstra & Rosière (2008) classificam as estruturas presentes nas BIFs em principais e secundárias. Para o primeiro caso, enquadram-se falhas normais e inversas, *thrust faults* e zonas de dobra, responsáveis pelo controle do minério. As estruturas secundárias, tais como diques, dobras, *thrusts* e falhas normais, controlam corpos individuais de minério.

Hagemann *et al.*, (2015) introduziram uma nova subdivisão estrutural para depósitos de ferro hospedados em BIF, representadas por: (1) Estruturas prévias ao minério; (2.1) Estruturas contemporâneas à formação do minério, tais como falhas normais; (2.2) Estruturas passivas contemporâneas à formação do minério, tais como brechas colapsadas; (3.1) Estruturas pós-formação do minério, que modificam os corpos preexistentes, como a foliação; (3.2) Estruturas pós-formação do minério que preservam ou expõem os corpos ferríferos, como *grabens* e *horsts* e; (3.3) Estruturas que segmentam corpos de minério preexistentes, como falhas transcorrentes.

4.1.5 Alteração hipógena

A alteração hidrotermal nas BIFs e rochas encaixantes são reconhecidas em quase todos os principais distritos minerais. Hagemann *et al.* (2015) associam estas alterações com controles estruturais, caracterizando-as a partir de: i) mudanças na mineralogia e textura dos óxidos de ferro; ii) desenvolvimento de zonas de alteração distintas, em níveis proximais, intermediários e distais ao depósito, com formação de associações de óxido de ferro – silicatos – carbonatos; iii) reações químicas que resultam em balanço de

massa negativo, tais como perda de sílica e descarbonatação, com aumento significativo da porosidade do minério e geração de alto teor de ferro, ou redução de volume por colapso textural e/ou compactação das camadas.

4.1.6 Enriquecimento supergênico

As formações ferríferas podem formar um alto relevo devido à alta resistência à erosão e ficam submetidas a atuação de águas meteóricas (baixa temperatura) e sua variação sazonal. Esta atividade infiltrante pode atingir até 200 m de profundidade e intensifica processos de lixiviação, com reconcentração do ferro (magnetita e hematita) e mobilização de sílica e carbonatos, além de formar novos minerais (hematita, magnetita, goethita, gipsita, caulinita e hidróxidos). Este processo promove a lateritização das formações ferríferas bandadas (Ramanaidou & Morris, 2009).

Para um enriquecimento supergênico eficiente, as BIFs devem comportar-se como aquíferos confinados e o fluxo de água fria deve ser canalizado por permeabilidade estrutural. Este tipo de enriquecimento tem a vantagem de dissolver a apatita, principal mineral hospedeiro do fósforo, um elemento contaminante.

4.1.7 Aspectos geoquímicos

Os elementos químicos presentes nas formações ferríferas bandadas indicam forte interação entre a rocha e a atuação de fluidos hidrotermais. Em geral, concentrações de Zn, V, Ni, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Pb, U e W tendem a ser muito baixas, enquanto que Al, Mg e Mn podem apresentar concentrações anômalas. O padrão ETR para as BIFs apresentam a relação $ETRP > ETRL$ e o padrão principal de distribuição assemelha-se ao *Post-Archean Australian Shale* (PAAS; McLennan, 1989). Em condições anóxicas, paleoambiente típico de precipitação das formações ferríferas, o Ce apresenta anomalias positivas e os valores de Y podem ser muito altos, a depender da presença de atividade mantélica.

4.1.8 Origem dos fluidos hidrotermais

Como visto nos tópicos anteriores, o processo de gênese do minério de ferro associado às formações ferríferas bandadas tem relação direta com a percolação de fluidos vinculados à processos hipógenos e supergênicos e

interação fluido-rocha, que são extremamente importantes para concentração de ferro das formações ferríferas. Os fluidos de natureza ácida podem dissolver sílica e carbonato diagenéticos; a natureza alcalina destes fluidos resultam na formação de carbonatos metassomáticos (carbonatos de Fe); fluidos oxidantes podem transformar magnetita em hematita e, da mesma forma, uma natureza reduzida promove o efeito inverso.

Estudos de inclusões fluidas (Figueiredo e Silva *et al.*, 2009; Hensler *et al.*, 2014) indicam várias fontes de fluidos atuantes na modificação hidrotermal, a depender do ambiente geotectônico, nível de profundidade da crosta e proximidade de intrusões ígneas (Figura 04).

- Fluidos diagenéticos – Podem solubilizar a sílica presente nas rochas e enriquecer as formações ferríferas. Estes fluidos são gerados através da perda de água dos sedimentos. Como resultado final da interação da BIF com esses fluidos, tem-se uma formação ferrífera livre de *chert* (Lascelles, 2006a,b; Angerer *et al.* 2014a,b);

- Fluidos metamórficos – Estes fluidos, de baixa a média salinidade podem promover oxidação da magnetita, gerando cristais de hematita (Rosière & Rios, 2004) e são importantes durante eventos orogênicos.

- Fluidos baciais – Estes fluidos tem caracteristicamente alta salinidade e temperaturas variáveis, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a zero (Angerer *et al.* 2014b);

- Fluidos magmáticos – Caracterizam-se pela alta temperatura e salinidade, presença de Li e Cu-Pb-Zn nos fluidos e uma razão Br/Cl magmática (Figueiredo e Silva *et al.*, 2008, 2013a,b).

- Fluidos meteóricos quentes antigos – São fluidos formacionais presentes em todos os principais depósitos de BIF. Apresentam salinidade baixa a média, presença de elementos traços, tais como Li, Cu, Pb e Zn, além de valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$. As temperaturas destes fluidos podem se aproximar dos 300 °C (Thorne *et al.*, 2009; Figueiredo e Silva *et al.*, 2013a,b; Hensler *et al.*, 2014).

Tabela 2 – Reações químicas durante gênese e metamorfismo das formações ferríferas (modificado de Hagemman *et al.*, 2015).

BIF e estágios de geração de minério	Reações químicas principais	Processos principais	Assembléias minerais principais	Condições de interação fluido-rocha
Deposição da BIF	$2\text{Fe}^{2+} + 0.5\text{O}_2 + 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_2 + 4\text{H}^+$ (*) and $\text{SiO}_2 \rightarrow \text{SiO}_2$, ou $\text{CaFe}_2\text{Si}_2\text{O}_7 + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{CaFeCO}_3$	Deposição da BIF	$\text{Fe}(\text{OH})_2$ + SiO_2 (concentração recíproca, microbandamento/ acamamento)	Fotosíntese/oxidação de Fe^{2+} de soluções hidrotermais em oceano Arqueano
Diagenese, soterramento, baixo grau metamórfico (bgm)	$2\text{Fe}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$ $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 0.5\text{O}_2$ (e mobilização/precipitação de quartzo)	Desidratação e redução parcial	Hematita criptocristalina + <i>metachert</i> seguido de magnetita + <i>metachert</i>	Metamorfismo de muito baixo grau com desidratação (formação de hematita) seguida de metamorfismo (localmente hidrotermal), redução da substituição de magnetita
Transição entre bgm e estágio 1	$(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 2\text{K}^+ + 13\text{SiO}_2 + 5\text{Ca}(\text{Fe,Mg})(\text{CO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{K}(\text{Fe,Mg})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 5\text{CaCO}_3 + 2\text{H}^+ + \text{O}_2$	Formação de Fe-silicatos	Silipnomelano	Alteração hidrotermal distal
Estádio 1 (fase inicial distal)	$4\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2$ $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 1.2\text{Fe}^{2+} + 0.8\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-} \rightarrow 2\text{OH}^- + \text{Fe}_3\text{O}_4 + (0.2\text{Fe}, 0.8\text{Mg})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2\text{H}_2\text{O}$ (e mobilização de quartzo)	Perda de sílica Carbonatização e introdução de magnetita	Oxidos residuais ou remoção de quartzo Magnetita + Fe-dolomita	pH alto, água morna/ quente (salmouras bacinas, fluidos magmáticos?), fluidos de pressão (interação de fluidos-rocha com fluidos do sistema), ricos em metais, reduzidos, interação de salmouras básicas com BIF; dolomita + substituição por magnetita
	$\text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{FeO}_x + \text{Mg,Fe,CaCO}_3$ $\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + 4\text{SiO}_2 + 3\text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow (\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{CO}_2$	Fe-Mg-Ca carbonatização	Siderita/magnesita/ankerita	Salmouras bacinais, fluidos metamórficos? Interação com encaixantes máfico-ultramáficas
Estádio 2 (fase principal)	$2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 0.5\text{O}_2 \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{Fe}_2\text{O}_3 + (0.2\text{Fe}, 0.8\text{Mg})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 1.2\text{Fe}^{2+} + 0.8\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O}$ (e mobilização de quartzo)	Formação de dolomita	Dolomita	Fluidos alcalinos
	$2\text{FeCO}_3 + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + (1-x)\text{Fe}^{2+} + 1.5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{Mg}(1-x)\text{Fe})\text{CO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{Ca}(\text{MgCO}_3)_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-}$	Oxidação de carbonatos de Fe para formar hematita	Hematita	Água meteórica (oxidada) interagindo com magnetita e carbonatos, principalmente em zonas de alteração distal (acomodamento da pressão), substituição de hematita e dissolução de dolomita sob condições fracamente ácidas e oxidantes
Estádio 3 (avangado)	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{Mg}^{2+} + 5\text{Ca}^{2+} + 10\text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 5(0.2\text{Fe}, 0.8\text{Mg})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O}$ (e mobilização/precipitação de quartzo)	Decarbonatização	Oxidos residuais ou remoção de carbonato	Fluidos alcalinos? (hidrotermal hipogeo ou supergênico)
	$2\text{Fe}^{2+} + 0.5\text{O}_2 + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}^+$	Formação de hematita	Assembléias de veios com spoil-dolomita-quartzo	Formados sob condições hidratadas oxidantes por dissolução/precipitação de magnetita, quartzo e carbonato (pode introduzir Ca e Mg no sistema)
Estádio 5 (modificação supergênica)	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2(\text{H}_2\text{O}) \rightarrow 3\text{FeOOH} + \text{H}^+$ (e mobilização de quartzo e dolomita)	Desidratação de goeita durante a formação da capa	Hematita especular e tabular	Precipitação de magnetita devido ao influxo de água meteórica; Introdução de Fe também por fluidos hidrotermais ou remobilizados de óxidos existentes
	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2(\text{H}_2\text{O}) \rightarrow 3\text{FeOOH} + \text{H}^+$ (e mobilização de quartzo e dolomita)	Formação de goeita (substituindo quartzo, carbonato e silicatos)	Goeita, associada com remoção de carbonato e quartzo	Oxidação supergênica, hidratada
	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2(\text{H}_2\text{O}) \rightarrow 3\text{FeOOH} + \text{H}^+$ (e mobilização de quartzo e dolomita)	Desidratação de goeita durante a formação da capa	Hematita criptocristalina a microplacode, disseminadas em goeita residual	Oxidação supergênica próximas a superfície anidra em climas áridos, ou oxidação diagenética/metamórfica

Fluidos meteóricos frios recentes – Estão presentes em zonas intempéricas, no enriquecimento supergênico, afetando todos os distritos minerais com BIF. A goethita se forma a partir da alteração de hematita e magnetita. Estes fluidos afetam as rochas nas porções próximas à superfície, no entanto, podem adentrar em profundidade a partir da presença de zonas de falhas. O processo de lateritização causado por estes fluidos otimiza a concentração de ferro preexistente nos depósitos hipógenos.

Segundo estudos recentes, devido à alta complexidade para geração de depósitos de ferro de alta qualidade, há a necessidade da ocorrência de várias fontes de fluidos, envolvendo fluidos profundos hipógenos e supergênicos (Hagemann *et al.*, 1999, 2015; Thorne *et al.*, 2004; Figueiredo e Silva *et al.*, 2008; Hensler *et al.*, 2014).

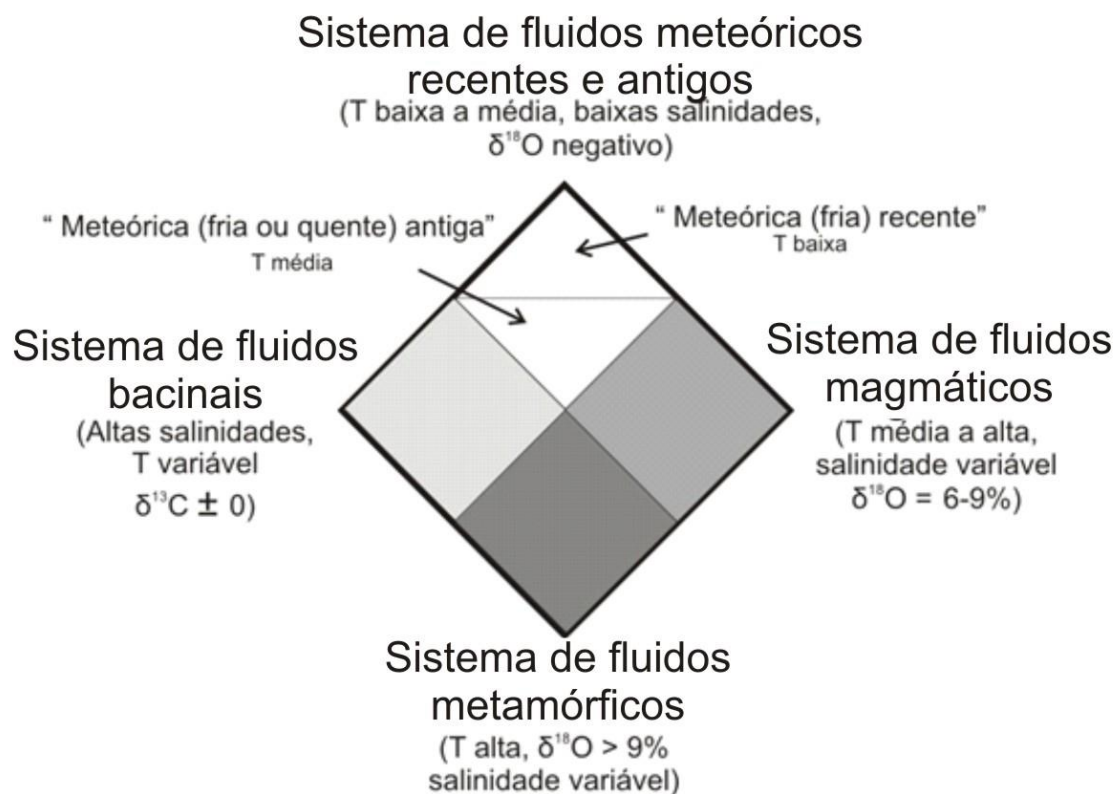


Figura 04 – Modelo esquemático ilustrando os tipos possíveis de fontes fluidas hidrotermais, baseado nas características de salinidade, temperatura e isótopos de O (modificado de Hagemann *et al.*, 2015).

4.2 Contexto Geológico Regional

4.2.1 Introdução

Definida classicamente por Almeida *et al.* (1976), a Província Borborema é delimitada ao sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Brito Neves (1975) definiu a Província Borborema como uma das principais faixas móveis neoproterozoicas brasileiras, situando-se na porção extremo-nordeste do País e ocupando uma área de aproximadamente 450.000 km². A província pode ser definida como parte da colagem neoproterozoica do Gondwana Ocidental (Figura 05a), correspondendo à colisão de um complexo sistema orogênico situado entre os crátons São Luís-Oeste da África e São Francisco–Congo (Van Schmus *et al.*, 1995; Santos, 1996, Brito Neves *et al.*, 2000).

A Província Borborema engloba domínios afetados pela Orogênese Brasileira, situados entre os crátons do São Francisco e São Luís. Compreende terrenos com intrincada evolução geológica arqueana-proterozoica e associações litológicas neoproterozoicas com evolução tectono-metamórfica específicas. Extensas zonas de cisalhamento de caráter predominantemente transcorrente dividem a província em diversos blocos tectônicos, sendo responsáveis por seu atual arcabouço regional, produto da justaposição de blocos e/ou faixas de diferentes graus metamórficos e histórias evolutivas com características próprias, distintas dos blocos adjacentes (Almeida *et al.*, 1976; Jardim de Sá, 1992, 1994; Santos, 1996, 2000, Brito Neves *et al.*, 2000, Gomes *et al.*, 2000, Bizzi *et al.*, 2003). Dessa forma, a Província Borborema constituiria o produto de intensa aglutinação de diversos terrenos alóctones, cada um deles com características e evolução geológica específicas, representando verdadeiras micro-placas continentais, nas quais estão registrados ciclos orogênicos pretéritos.

Em uma segunda linha de pensamento, essa província seria parte de um grande bloco litosférico estabilizado há cerca de 2,0 Ga (Neves, 2000; Neves *et al.*, 2006), que envolveria os crátons Amazônico, São Francisco/Congo e São Luís–Oeste Africano no Supercontinente Atlântida. Essa hipótese é baseada em idades U–Pb em zircões detríticos, que são semelhantes nos diversos

orógenos que compõem a Província Borborema (faixas Seridó, Central, Piancó Alto-Brígida, Sergipana, complexos Sertânia, Surubim e Rio Uma, no leste pernambucano), sugerindo que todas as sequências da província teriam sido depositadas sobre um embasamento contínuo, que passou por uma tectônica extensional pouco antes da deformação brasileira.

4.2.2 - Subdivisão tectonoestratigráfica

Os trabalhos de Brito Neves (1975); Santos & Brito Neves (1984) e Santos *et al.* (1984) foram os primeiros a dividir a Província Borborema em compartimentos. Jardim de Sá *et al.* (1992, 1994) subdividiram a Província Borborema em diferentes domínios tectono-estratigráficos alóctones, com posterior difusão em trabalhos subsequentes: Van Schmus *et al.* (1995), Santos (1995, 1996), Santos *et al.* (1997, 2000), Brito Neves *et al.* (2000), entre outros.

Na subdivisão aqui adotada (Brito Neves, 1983; Santos 1996; Santos *et al.*, 1997; Bizzi *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2005, 2016; figura 05b), a Província Borborema é dividida em três diferentes domínios: Subprovíncia Norte, com seu limite inferior definido pelo Lineamento Patos; Subprovíncia Central ou Zona Transversal, limitado pelo Lineamento Pernambuco e; Subprovíncia Sul, na porção inferior da Província, em contato direto com o Cráton do São Francisco através de zonas de cavalgamentos.

O Complexo Granjeiro, no qual a área de estudo encontra-se inserida (Figura 05b, c), localiza-se no Terreno Riacho São Pedro, na Zona Transversal (Brito Neves *et al.*, 2016).

Esta zona representa um grande cinturão transcorrente com terrenos paleoproterozoicos/arqueanos, tonianos e ediacarianos deslocados para oeste por um conjunto de zonas de cisalhamento E–W e NE–SW, partindo do Lineamento Pernambuco (Santos *et al.*, 2014). Seus limites estão definidos pelos lineamentos Patos (ao norte) e Pernambuco (ao sul).

4.2.3 Núcleos Arqueanos

A Província Borborema é um sistema orogênico ramificado que envolve terrenos de diversas idades; seus núcleos arqueanos são segmentos do embasamento que podem representar vestígios de microcontinentes e até mesmo microplacas inseridas dentro deste complexo mosaico, separando

partes distintas dos cinturões orogênicos. Referidos como maciços ou terrenos, estes blocos podem ser parte de um terreno único fragmentado durante o Arqueano (Dantas *et al*, 2004, 2013).

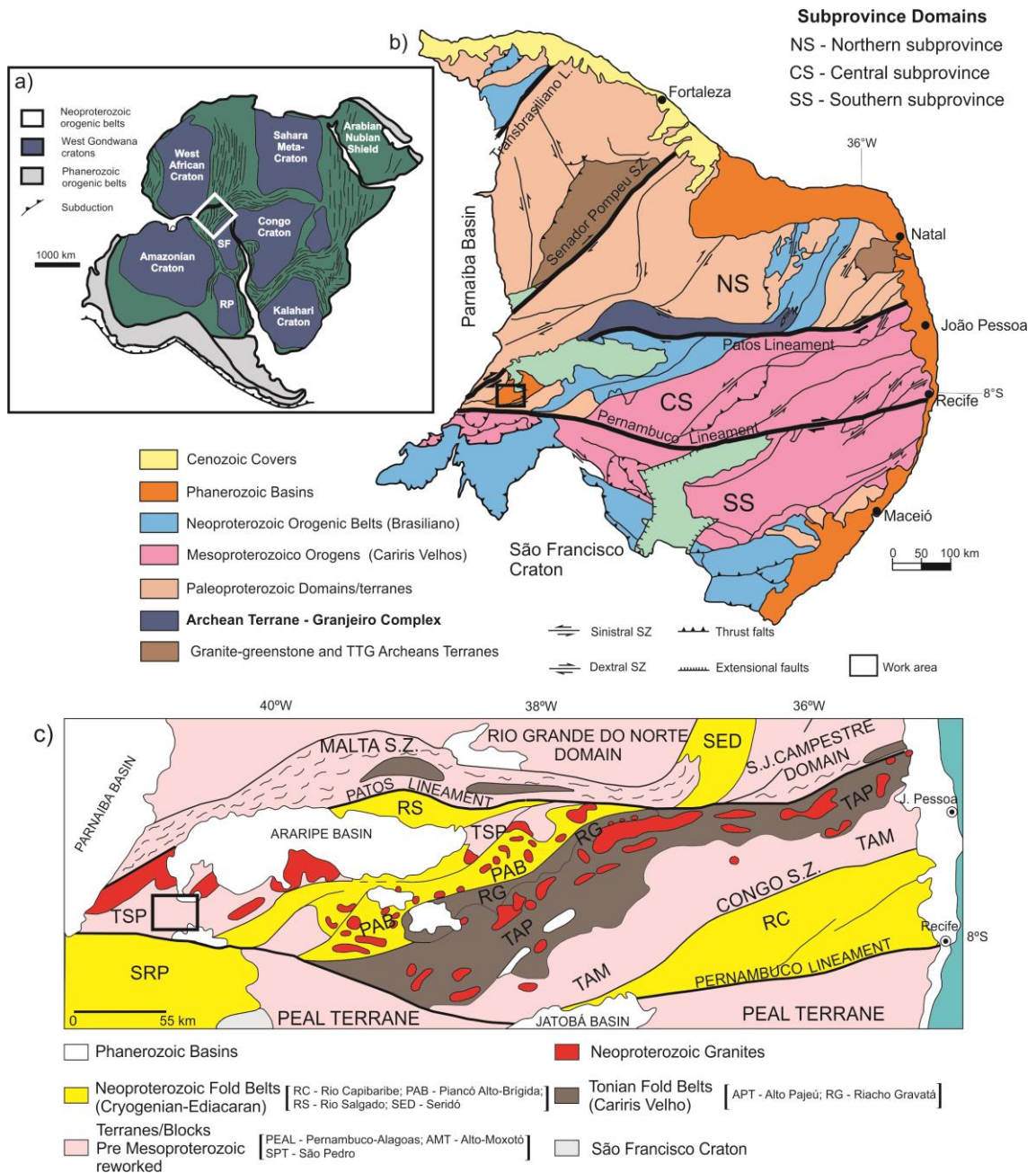


Figura 05 – a) Contexto geodinâmico da Província Borborema durante a existência do supercontinente Gondwana Oeste (modificado de Gray *et al.*, 2008); b) Arcabouço tectônico da Província Borborema com divisão das principais subprovíncias (modificado de Bizzi *et al.*, 2003) e; c) Geologia simplificada do subdomínio Central, ou subdomínio da Zona transversal.

O Terreno São José do Campestre (Dantas, 1997; Dantas *et al*, 2004, 2013) corresponde ao fragmento crustal mais antigo da América do Sul. É constituído por granitoides e rochas supracrustais, associados a gnaisses

paleoproterozoicos. Os dados geológicos indicam uma sucessão de episódios de geração de magmas com um intervalo de idade entre ca. 3,41 a 2,65 Ga. Dantas *et al.* (2004) sugerem que o Maciço São José do Campestre representa um fragmento de massa cratônica maior, possivelmente fragmentada no final do Arqueano ou no início do Paleoproterozoico. Outros complexos arqueanos presentes na subprovíncia norte (Complexo Presidente Juscelino, Complexo Brejinho, Complexo Senador Elói de Souza, Sienito São José do Campestre) possuem idades entre ca. 3,25 Ga e ca. 2,65 Ga com características isotópicas de uma crosta reciclada. Outro complexo existente, denominado Mombaça–Cruzeta compreende gnaisses migmatíticos que foram datados por Silva *et al.* (2002) pelo método U–Pb SHRIMP em zircão em ca. 3,27 Ga.

4.2.4 Terreno Granjeiro

O Terreno Granjeiro, o qual o Complexo Granjeiro encontra-se inserido, ocorre ao longo de uma faixa contínua de direção predominantemente E–W no Bloco Ceará, que se inflete para SW–NE na sua porção mais a oeste (Bloco Piauí), sob a forma de um megasigmoide, com estruturação sugestiva de fragmentos tectonicamente imbricados. Freimman (2014) propõe um arranjo estrutural para o Complexo Granjeiro no Bloco Ceará consistente com um duplex transcorrente compressivo induzido por uma deformação brasileira cisalhante dextral. Seus limites envolvem o Lineamento Pernambuco, a sul, e a zona de cisalhamento Malta, a norte, além da Faixa Orós–Jaguaribe e o terreno Rio Piranhas (Bizzi *et al.*, 2003).

Segundo Bizzi *et al.* (2003) e Angelim *et al.* (2004), o Complexo Granjeiro aflora em dois blocos distintos: um nos arredores de Lavras da Mangabeira, Ceará, e o outro próximo à divisa entre Pernambuco e Piauí, nas proximidades da Chapada do Araripe. Os sedimentos mesozoicos da Chapada do Araripe são responsáveis pela cobertura do complexo e sua descontinuidade física.

Durante o início dos estudos relacionados ao terreno hoje denominado de Complexo Granjeiro, sempre houve certo grau de indefinição quanto ao seu posicionamento estratigráfico. Os estudos iniciais de Campos *et al.* (1976) e Prado *et al.* (1980) o consideraram como parte integrante do embasamento arqueano, correlacionando-o a porções do Complexo Caicó. Santos *et al.* (1984) classificaram estes litotipos como constituintes da seção inferior do

Complexo Lavras da Mangabeira, de provável idade proterozoica inferior. Apenas no trabalho de Silva *et al.* (1993), com atividades de campo e análises petrográficas e litoquímicas, houve individualização das suas associações litológicas e definição do Complexo Granjeiro.

O Complexo Granjeiro é composto por duas associações litoestratigráficas. A mais antiga é representada por uma sequência supracrustal formada por uma associação vulcanossedimentar com horizontes químico-exalativos, comuns em ambiente de crosta oceânica. O segundo inclui ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica. As datações existentes na bibliografia para o Bloco Ceará são mais robustas. A primeira datação apresentada para o Complexo Granjeiro foi de idade de ca. 2,54 Ga (U–Pb SHRIMP em zircão; Silva *et al.*, 1997). Fetter (1999), com base em idades-modelo no intervalo de ca. 2,55 a 2,65 Ga obtidas nessas rochas metaplutônicas, sugeriu que este seria um terreno juvenil remanescente de um provável sistema de arco magmático–bacia oceânica. Bautista (2012) apresenta idades modelo t_{DM} entre 2,7 e 2,6 Ga para os ortognaisses deste complexo, enquanto que as idades de cristalização U–Pb em zircão definem um intervalo entre 3,1 – 2,35 Ga, incluindo neste conjunto os resultados de anfibolitos. Freimman (2014), realizou a datação de diferentes litotipos do complexo e obteve idades arqueanas (3,2 a 2,8 Ga para gnaisses e 3,0 Ga para diques de anfibolito) e paleoproterozoicas (2,4 Ga para gnaisses e anfibolitos e 2,2 Ga para *augen* gnaisses). Ancelmi (2016) reporta idades U–Pb em zircão (LA-ICP-MS) em anfibolitos, metarriolito e xisto máfico (metatufo) entre 2715 ± 28 e 2590 ± 11 Ma e o intervalo entre 2497 ± 6 Ma e 2461 ± 30 Ma para ortognaisses de composição quartzo-diorítica e granodiorítica que compõe parte do complexo. Para o Bloco Piauí, que carece de informações mais detalhadas, tem suas informações geocronológicas apresentadas por Sato *et al.* (2012) e Martins (2017). Sato *et al.* (2012) obtiveram idades U–Pb em cristais de zircão dos corpos TTG de 2.319 ± 19 Ma, representativas da cristalização dessas rochas, e de 677 ± 94 Ma para o metamorfismo ao qual foram submetidas; nos anfibolitos da sequência vulcanossedimentar, as idades de cristalização obtidas foram de 2.121 ± 19 Ma e de metamorfismo de 572 ± 24 Ma. Martins (2017) realizou datações para os ortognaisses TTG do Complexo Granjeiro, obtendo a idade U–Pb em zircão de $3.424.5 \pm 3.3$ Ma (MSWD = 3.7). Para as rochas

sienograníticas, a idade U-Pb apresentada em zircão foi de 2661.4 ± 3.6 Ma (MSWD = 1.3).

Ancelmi (2016) apresentou um modelo tectônico para o Complexo Granjeiro no qual a sequência metavulcanossedimentar foi gerada em uma bacia de retro-arco através de um sistema de subdução com geração de um arco magmático continental entre ca. 2,7-2,6 Ga. Adicionalmente, este sistema pode ter tido, concomitantemente, interferência de plumas mantélicas que promoveram a formação de magmas ultramáficos. Ele também afirma que este conjunto de rochas arqueanas constituiu um microcontinente que foi parcialmente retrabalhado no Paleoproterozóico em processo de colisão continental com rochas juvenis da província (2,20-2,01 Ga) e que culminou com a geração de um complexo de rochas de composição granítica, frequentemente migmatizado, e com idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) entre 2172 ± 28 a 2161 ± 9 Ma.

4.2.5 – Unidades litoestratigráficas

A sequência vulcanossedimentar do Complexo Granjeiro constitui um conjunto litológico formado por rochas metamáficas anfibolitizadas, tufos máficos, félsicos e rochas metaultramáficas associadas a gnaiss, xisto, rocha calcissilicática, metacalcário, quartzito, formação ferrífera bandada e *metachert*. Essa sequência é portadora de horizontes químico-exalativos e pode ser remanescente de crosta oceânica antiga (Vasconcelos *et al.*, 1998; Gomes *et al.*, 2000). Dias & Silva (2009) e Costa (2010), com base em estudos litoquímicos, descreveram essa associação do Complexo Granjeiro como formadas em ambiente de arco vulcânico e/ou de bacia retro-arco. Pitarello (2015) estudou as formações ferríferas e rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Granjeiro e, para as últimas, sugeriu derivação a partir de magmas komatiíticos e/ou boniníticos.

As rochas metaplutônicas arqueanas derivam de protólitos que constituem um importante evento magmático plutônico, representado por uma associação tonalítica-granodiorítica, com subordinada presença de termos trondhjemiticos, de linhagem cálcio-alcalina, derivação mantélica e de provável ambiência de arco magmático (Vasconcelos *et al.*, 1998). Junto a estes corpos

ocorrem rochas sienograníticas e corpos pegmatíticos, mais tardios e intrusivos.

Nas proximidades do Complexo Granjeiro, inseridos na área de estudo, ocorrem em contato com o Complexo Granjeiro: o Complexo Itaizinho a sul, constituído de ortognaisses migmatizados de composição tonalítica a granodiorítica com rochas supracrustais associadas, incluindo quartzitos, mármore, rochas calciossilicáticas e formações ferríferas bandadas; e o Grupo Ipueirinha, a norte, que representa uma sequência de fundo oceânico composta por metapelitos, meta-arcóseos, metapelitos xistosos, xistos miloníticos e magnetita serpentinitos. Na área também se encontram suítes granitoides neoproterozoicas. Todas estas unidades estão recobertas por sedimentos cretáceos da Bacia do Araripe, correspondentes às sequências marinhas e estuarinas da Formação Santana e os arenitos fluviais da Formação Exu. O mapa geológico da área de estudo é apresentado na figura 06.

4.2.6 Formações Ferríferas e Depósitos de Ferro

Estudos prévios das mineralizações de ferro associadas ao Complexo Granjeiro (Costa, 2010) permitiram a identificação de dois tipos de rochas com significativas concentrações do ferro.

O tipo I corresponde a uma formação ferrífera bandada (BIF) do tipo Algoma. Trata-se de uma rocha cujo protólito foi uma rocha sedimentar química, que ocorre intercalada aos metagabros e metabasaltos do Complexo Granjeiro, que foi metamorfisada na fácies anfíbolito. Seu produto metamórfico é constituído por bandas de magnetita e bandas de quartzo e anfíbólio da série grunerita-cummingtonita.

Pitarello (2015) sugeriu a divisão das formações ferríferas, com base na mineralogia e na composição geoquímica de elementos maiores, em duas fácies distintas, classificadas de acordo com o mineral metamórfico dominante, para a área de estudo: i) magnetita meta-BIF; e ii) grunerita meta-BIF. As duas fácies podem ser produtos metamórficos das prováveis fácies sedimentares: i) fácies óxido; ii) fácies silicato e/ou carbonato. As rochas descritas como magnetita meta-BIF e grunerita meta-BIF apresentam características

mineralógicas e geoquímicas típicas de sedimentos químicos precipitados a partir da água do mar, com alguma contribuição de sedimentos terrígenos.

O tipo II é tectono-controlado e ocorre disseminado, lenticular, laminado ou brechoide. A rocha resultante foi definida como *ironstone* hidrotermal e apresenta sulfetos de Cu e teores anômalos de Au associados. Essas rochas distribuem-se de forma concordante com os planos de foliação das rochas metamáficas encaixantes. Estes *ironstones* hidrotermais, que associam-se às rochas metamáficas com diferentes graus de alteração hidrotermal, desenvolvem uma mineralogia hidrotermal rica em biotita, Fe-anfibólio, feldspato potássico, granada, turmalina, zirconita, allanita, magnetita e sulfetos.

4.2.7 Informações geofísicas da área de estudo

A área de estudo está inserida no *Projeto Aerogeofísico Centro-Sudoeste do Ceará*, executada no ano de 2010 pela empresa Prospectors Aerolevantamento e Sistemas LTDA., a mando de execução da CPRM, a partir do *Programa de Atividades Técnicas 2006 (PAT 2006)*. A área do levantamento localiza-se em sua grande maioria no estado do Ceará, abrangendo também porções significativas dos estados de Pernambuco e Piauí na região nordeste do Brasil.

O projeto foi realizado no período de 03/08/2010 a 29/10/2010, com execução dos serviços de aquisição e processamento de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos. Os principais parâmetros utilizados para o levantamento foram: (i) direção das linhas de voo N-S, com espaçamento entre as linhas de voo de 500 m; (ii) direção das linhas de controle E-W, com espaçamento entre as linhas de controle de 10 km; (iii) altura média do voo de 100m e; (iv) velocidade aproximada do voo de 270 km/h.

Foram utilizados quatro produtos para a retirada de informações básicas de origem gamaespectrométricas e magnetométricas. Associados aos mapas estão presentes as informações estruturais e localização dos principais alvos exploratórios de minério de ferro.

4.2.7.1 Mapa Kperc

A variável fundamental K, integrante do mapa ternário gamaespectrométrico, foi corrigida para valores mínimos positivos a partir das informações presentes no levantamento gamaespectrométrico e, por conseguinte foi gerado um mapa com expressão da presença do elemento potássio em porcentagem (% - Figura 10). A área com percentual mínimo de K está diretamente relacionada à região nordeste e extremo sul-sudeste da folha, intimamente associada aos sedimentos cretáceos da Bacia do Araripe.

Zonas de percentual baixo de K, com valores em torno de 1%, são relativas à sequência metavulcanossedimentar do Complexo Granjeiro, principalmente onde afloram as rochas metamáficas, próximas aos alvos 2 e 3. Valores de K em porcentagem média a muito alta estão diretamente relacionadas com os ortognaisses TTG e rochas sieníticas do Complexo Granjeiro.

A anomalia positiva em grande escala, próximas aos alvos 1, 4 e 6 (a leste) pode significar regiões de alteração potássica nestas rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, resultantes da sua interação com fluidos hidrotermais. Pequenas anomalias fortemente positivas de forma aproximadamente arredondada concentradas nas zonas dos alvos podem significar a presença de corpos sieníticos de pequena escala.

4.2.7.2 Mapa Ternário (K x eTh x eU)

O mapa ternário é utilizado para destacar as principais correlações espaciais entre estes três radionuclídios, aplicando-os à área do depósito (Figura 06). Este mapa auxilia bastante a identificação de zonas ricas e pobres nas três variáveis fundamentais K, U e Th. A sequência metavulcanossedimentar destaca-se bem devido ao baixo conteúdo dessas três variáveis fundamentais (coloração avermelhada). As formações ferríferas apresentam a mesma característica, como é bem evidente na zona contínua pobre inserida dentro do alvo 1. As zonas nas quais ocorrem valores anômalos positivos para os três radionuclídeos apresentam relação geológica com granitoides neoproterozoicos e ortognaisses migmatíticos TTG arqueanos do Complexo Granjeiro. Estas zonas migmatizadas do complexo provavelmente

adquirem enriquecimento nos radionuclídeos fundamentais durante o processo deformacional/metamórfico de alto grau. As zonas de alto potássio e valores médios dos radionuclídios de eTh e eU se destacam nos locais nos quais há forte anomalia positiva de K no mapa geofísico anterior. Neste mapa se torna bastante claro que grande parte aflorante dos ortognaisses TTG apresentam valores anômalos positivos de K, o que pode ser explicado pela atividade plutônica presente durante o Brasileiro.

Valores anômalos negativos para todos os radionuclídeos no extremo noroeste do mapa relaciona-se aos metassedimentos do Grupo Ipueirinha. A Bacia do Araripe também se destaca no mapa, nas zonas azul-esverdeadas, com baixo K e valores médios de eTh e eU .

4.2.7.3 Mapa do Campo Magnético Anômalo

O mapa do campo magnético anômalo foi gerado para se visualizar com maior facilidade a localização das principais anomalias e, conseqüentemente, sua relação com a definição dos seis alvos exploratórios (Figura 07).

No quadrado limitado dentro do recorte do levantamento, tem-se em destaque a principal anomalia da área, correspondente a um depósito de ferro da empresa BEMISA. É importante destacar o tamanho da anomalia e a sua intensidade. Outras pequenas anomalias que seguem o *trend* principal do dipolo maior referem-se a outros depósitos de ferro de menor expressão. Os seis alvos exploratórios possuem relação com anomalias de diferentes tamanhos e intensidades. Estas anomalias também se configuram segundo o padrão estrutural da área, geradas durante a deformação brasileira, no Neoproterozoico, seguindo a direção preferencial da deformação imposta, NE-SW.

4.2.7.4 Mapa da Amplitude do Sinal Analítico

Mapa derivado dos dados sobre o mapa de campo magnético anômalo (Figura 08), o mapa de amplitude do sinal analítico consegue destacar em alta intensidade corpos alongados, além de sua associação com os grandes lineamentos estruturais (zonas de cisalhamentos) presentes na área. Uma outra informação que pode ser adquirida por meio deste mapa é a possível

espessura dos corpos de minério de ferro. O aumento de intensidade das informações do campo magnético anômalo corrobora ainda mais a localização dos alvos exploratórios e sua relação com as anomalias, da mesma forma que apresenta uma relação intrínseca com as zonas de cisalhamento e seu padrão estrutural NE-SW.

ÁREAS ALVO

- 1 - MASSAPÉ - MANGA VELHA
- 4 - ALTO ALEGRE

- 2 - ABELÃO
- 5 - SERRA VERMELHA

- 3 - TAMANDUÁ
- 6 - MANGA VELHA NE

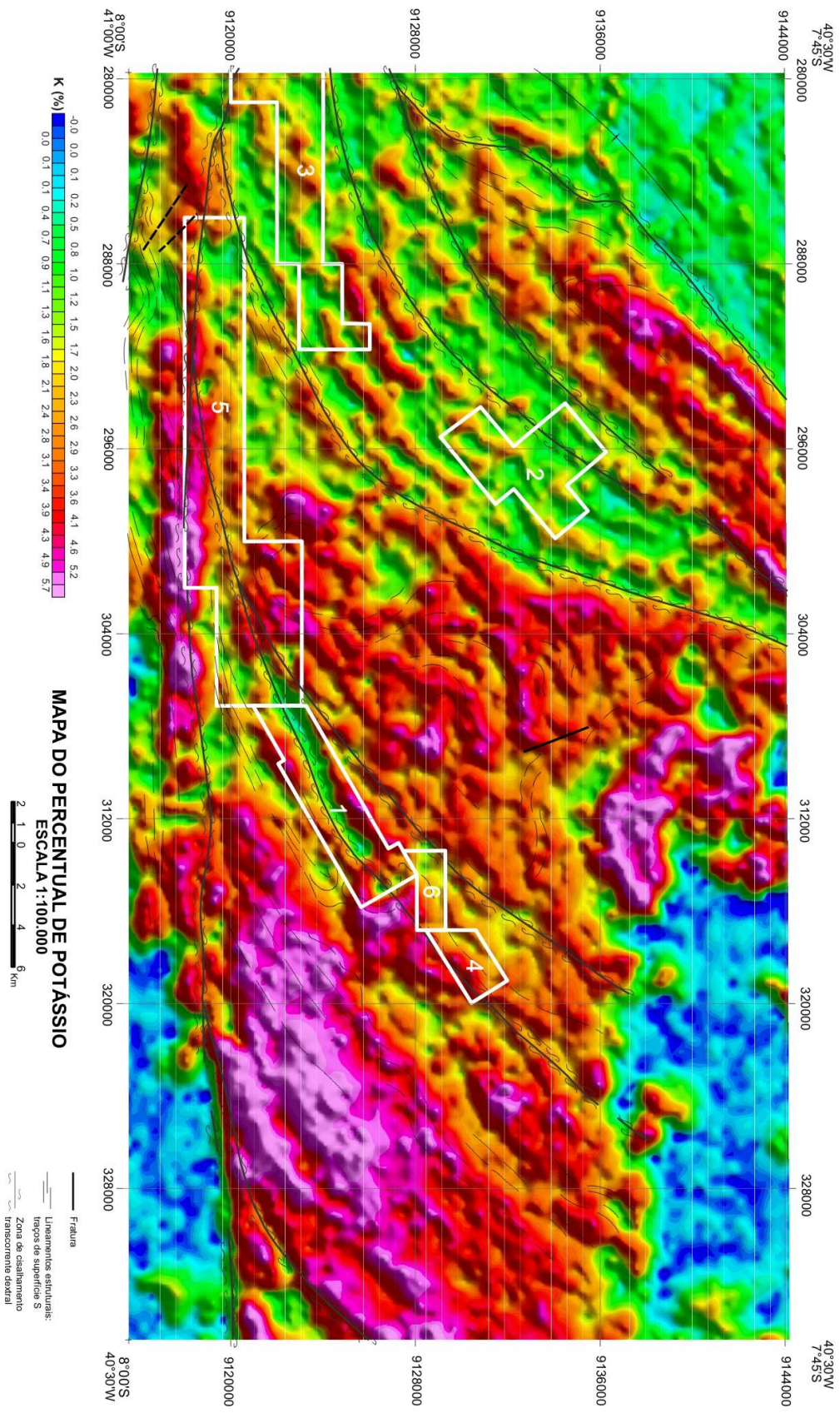


Figura 06 – Mapa Kperc da região Sul da Folha Simões, correlacionado com as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.

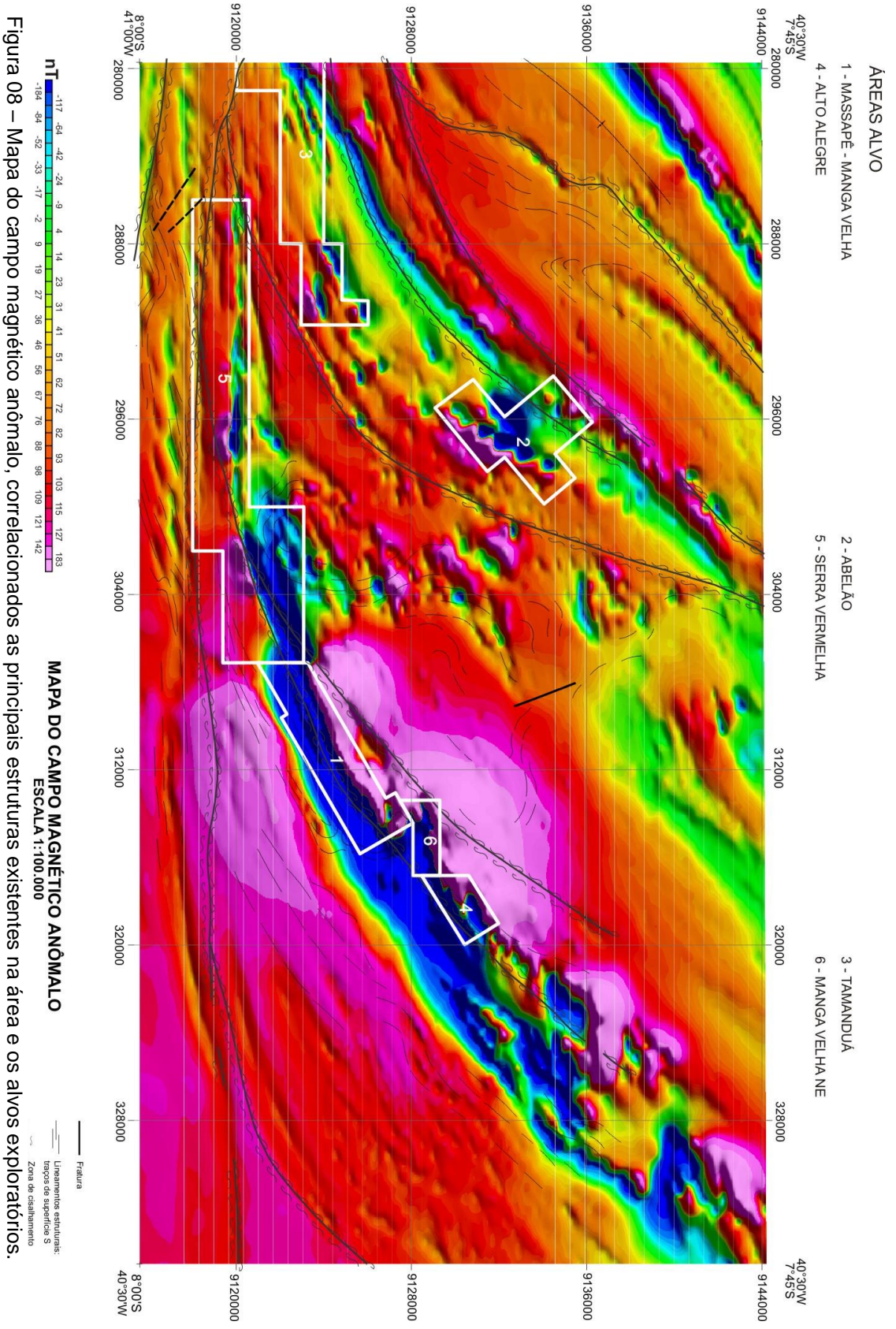


Figura 08 – Mapa do campo magnético anômalo, correlacionados as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.

ÁREAS ALVO

1 - MASSAPÉ - MANGA VELHA
4 - ALTO ALEGRE

2 - ABELÃO
5 - SERRA VERMELHA

3 - TAMANDUÁ
6 - MANGA VELHA NE

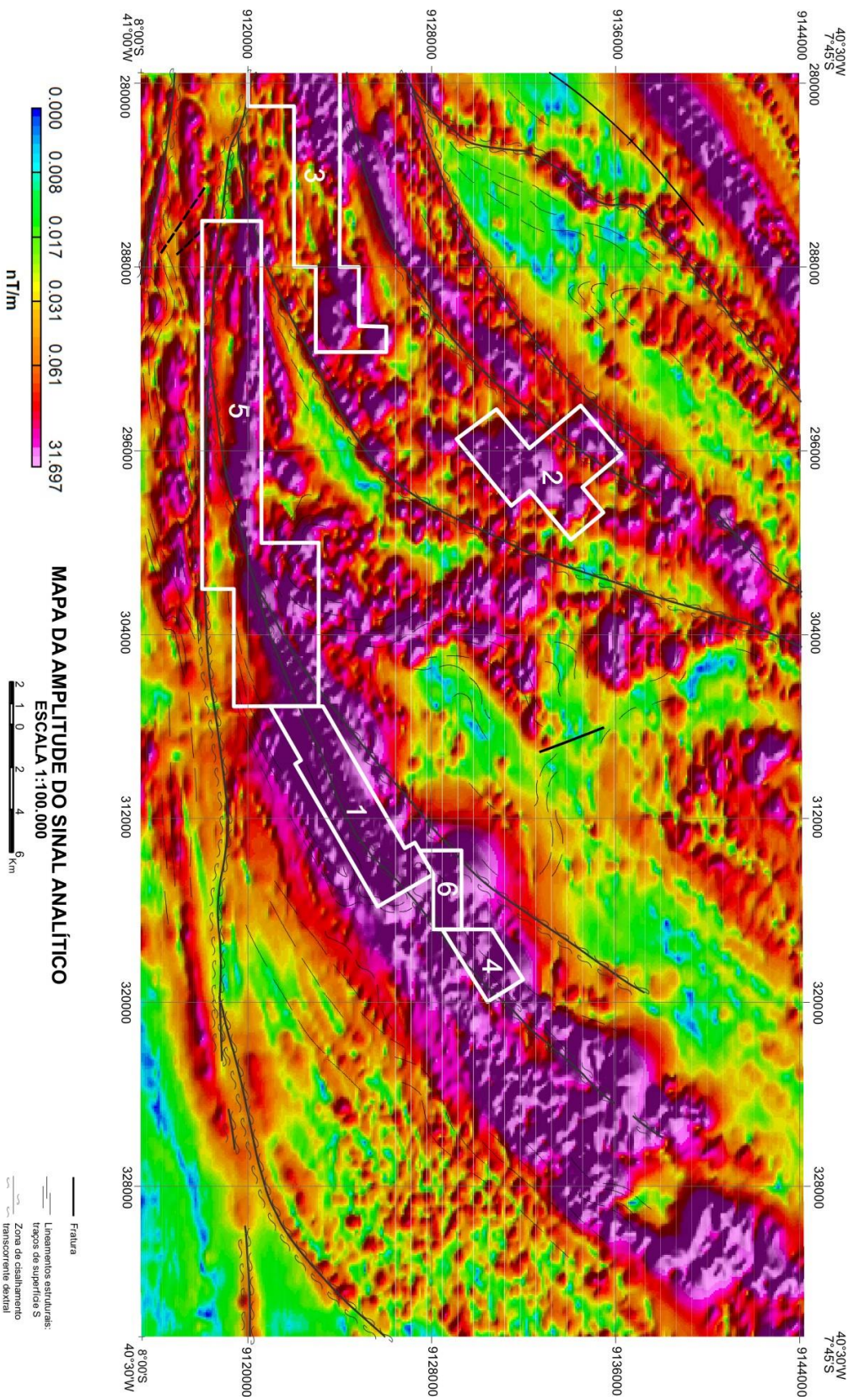


Figura 09 – Mapa da amplitude do sinal analítico, correlacionados as principais estruturas existentes na área e os alvos exploratórios.

5 SÍNTESE DOS RESULTADOS

Os estudos realizados permitiram a aquisição de dados de campo, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos. As rochas ortoderivadas do Complexo Granjeiro são classificadas como tonalitos a granitos. Apresentam grande variação no conteúdo de sílica (59,87 a 71,16%) e altos valores de Na₂O e CaO (3,51 a 5,47 e 1,5 a 6,75%, respectivamente). Esses granitoides podem ser classificados como TTG, sanukitoide e biotita granitos (*biotite-bearing granites*). São tipicamente rochas magnesianas de composição cálcica a álcali-cálcica e apresentam uma relação inversa de conteúdo de Mg e Fe e conteúdo de sílica. O diagrama *spider* de elementos traços normalizados em relação ao manto primitivo mostra que as rochas TTG apresentam menor concentração em elementos LILE e HFSE, tais como Cs, Rb, Ba, U, Nb e Ta, comparada aos biotita granitos. A baixa concentração de Nb e Ta, característica típica de rochas formadas em arcos magmáticos, se torna evidente não só nos TTGs como nas outras associações do complexo. Valores de Sr, Y e Yb, que são tipicamente altos em rochas TTG formados a partir de fontes de alta e média pressão, não são expressivos nas amostras estudadas, o sugere para as rochas TTG estudadas uma origem a partir de magmas gerados a baixa pressão (≤ 10 kbar), associados com a fusão de metabasaltos a profundidades menores que 35 km. Os granitoides mais evoluídos da área em estudo, classificados como sanukitoides e os biotita granitos, apresentam maiores conteúdos de LILE e HFSE em relação às rochas TTG. A análise de ETR normalizados em relação ao manto primitivo nos TTG indica maior fracionamento de ETRL em relação aos ETRP e anomalias de Eu levemente negativas, fatores também interpretados como indicativos de geração de magma a partir de uma fonte de baixa pressão (fusão em níveis rasos no campo de estabilidade do plagioclásio). A amostra de leucossoma de migmatito do Complexo Granjeiro (CB-03) datada pelo método LA-ICP-MS U-Pb em zircão apresenta idade paleoarqueana de cristalização do protólito do ortognaisse em 3.349 ± 15 Ma (MSWD = 0,62).

A sequência metavulcanossedimentar do Complexo Granjeiro é constituída de rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas.

Estes litotipos geralmente apresentam-se intercalados, com mergulhos médios a subverticalizados, bastante influenciados por zonas de cisalhamento brasileiras. Caracteristicamente as rochas metamáficas apresentam composição tholeiítica, enquanto as rochas metaultramáficas apresentam composição komatiítica. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para essas rochas demonstram claramente um *trend* evolutivo durante a geração destas rochas vulcânicas. As rochas ultramáficas apresentam características distintas das rochas máficas, com composição química associada a basaltos cálcio-alcálicos no campo boninítico, correlacionados a fase de subducção entre duas placas oceânicas influenciadas por baixo grau de fusão parcial, provenientes de uma fonte profunda (litosfera subductada ou manto arqueano). As rochas máficas apresentam composição química análoga a dos basaltos de arcos de ilhas modernos, relacionando-se ao desenvolvimento inicial da subducção entre placas oceânicas, com fusão parcial da placa subductada. As rochas ultramáficas possuem forte empobrecimento em elementos LILE, enquanto que nas rochas máficas o grupo LILE apresenta valores bastante positivos. Os elementos Sr, Ba, Cs, Rb e Ti demonstram claramente as diferenças de enriquecimento entre estas rochas. Em relação aos dados de ETR normalizados em relação ao manto primitivo, há um leve enriquecimento de ETRL sobre os ETRP, característico de ambientes de arco. Os valores de Eu/Eu^* (0,57 a 0,83) indicam fortes anomalias negativas de Eu para as rochas ultramáficas.

As formações ferríferas bandadas apresentam associações minerais derivadas de duas fácies sedimentares prévias. A magnetita meta-BIF é derivada de fácies óxido e são constituídas por quartzo e magnetita. A presença de anfibólios (grunerita) indica transição para fácies silicato. Embora a textura das BIFs indique predominância metamórfica brasileira, alterações hidrotermais ainda podem ser reconhecidas, tais como presença de veios de quartzo e carbonatização, geração de magnetita secundária e martitização. Adicionalmente, é comum a formação de hidróxidos de ferro por alteração supergênica. A análise de elementos traços normalizados ao manto primitivo indica forte empobrecimento em elementos HFSE nas BIF, fator indicativo de ausência de contaminantes clásticos, sugerindo pouca contribuição de sedimentação clástica durante a precipitação química. Os elementos terras

raras normalizados pelo PAAS indicam em geral empobrecimentos dos ETR, anomalia levemente positiva de Eu e grande variação no fracionamento de ERTL sobre ETRP, apresentando uma média de maior empobrecimento de ETRL sobre ETRP. Essas características indicam predominância de fluidos de baixa temperatura e precipitação dos sedimentos químicos em maiores distâncias em relação às fumarolas. O menor conteúdo de ETR das amostras em relação ao PAAS também permite inferir a baixa influência de águas superficiais, revelando uma precipitação distante de áreas continentais. A anomalia negativa de Ce presente nas amostras de BIF sugere condições relativamente oxidantes dos oceanos durante a precipitação (Kato *et al.*, 2002) ou alteração intempérica posterior. As condições apresentadas ocorrem de forma bastante anterior ao Grande Evento de Oxidação.

A datação dos ortognaisses sienograníticos presentes no Complexo Granjeiro indicam atividade magmática de cerca de 2,6 Ga (idades obtidas de 2651.8 ± 8.9 Ma; MSWD = 1.5 e $2.628.4 \pm 8$ Ma; MSWD = 4.87). Estas rochas são pós-colisionais do tipo A₂ e intrudem as rochas TTG, as rochas metamáficas e as formações ferríferas bandadas da sequência metavulcanossedimentar. São metagranitos a metassienogranitos de coloração rosa e textura média a grossa, porfiroclástica. Uma segunda fácies possui textura grossa, pegmatítica. Estes corpos possuem alto teor de álcalis e sílica e baixa concentração de outros elementos maiores, presentes nos poucos minerais máficos existentes como hornblenda e biotita. Quimicamente são classificadas como rochas metaluminosas a peraluminosas, cálcio-alcalinas de alto-K, ferrosas, classificadas como granítica. Possuem anomalias muito negativas de Eu (razão média de $Eu/Eu^* = 0,44$), leve enriquecimento de ETRL sobre ETRP (valores La/Yb_N variam entre 0,76 e 5,38, com média de 2,28) e apresentam altos conteúdos de LILE e HFSE (Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce e Pb). Processos de alteração hidrotermal nas BIF e nas rochas encaixantes incluem silicificação, albitização potassificação, carbonatização, sulfetação e reconcentração do ferro. A assinatura de isótopos de S em sulfetos é tipicamente magmática, o que pode sugerir que o enxofre foi lixiviado das rochas ígneas que interagiram com os fluidos hidrotermais ou que foi originado a partir de fluidos magmático-hidrotermais exsolvidos durante a cristalização de rochas graníticas.

Dados geocronológicos indicam que a evolução geodinâmica do Complexo Granjeiro teve início no Paleoarqueano (ca. 3,3 Ga), com a geração de magmas de afinidade TTG instalados em uma crosta arqueana já existente. Concomitante à geração de magmatismo TTG, ocorreu também subducção de platôs oceânicos, permitindo assim o desenvolvimento da sequência metavulcanossedimentar, com geração de magmas máfico-ultramáficos e sedimentos químicos exalativos precipitados. Durante o Neoarqueano, em cerca de 2,7 a 2,6 Ga ocorreu um primeiro estágio colisional sofrido por este bloco arqueano. O resultado final desta colisão é a cristalização dos corpos sienograníticos do tipo-A₂, em cerca de 2,6 Ga. Estes corpos pós-colisionais intrudiram todos os litotipos prévios do Complexo Granjeiro e podem ter sido responsáveis pela instalação de um sistema magmático-hidrotermal. Fluidos hidrotermais associados a esse sistema promoveram alteração hidrotermal nestas rochas, gerando albitização, potassificação, carbonatização, silicificação, enriquecimento de Fe nas formações ferríferas bandadas e sulfetação. A instalação destes corpos sienograníticos indica a formação de um microcontinente estável no fim do Arqueano, posteriormente fragmentado. A idade de 2200 ±4.2 Ma (MSWD = 0,22) do anfibolito do Complexo Granjeiro representa o início do retrabalhamento crustal no Paleoproterozoico, bastante marcado nas rochas do Complexo Granjeiro, abrangendo o período Riaciano ao Estateriano (ca. 2.1 Ga e 1.7 Ga para os gnaisses sienograníticos).

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., 1976, The upper Precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, v.7, p.45-80.
- Ancelmi, M F., 2016. Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, Província Borborema. [Tese de doutorado] Universidade Estadual de Campinas, 159 p.
- Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, J.R.C., Wanderley, A.A., Forgiarini, L.L., Medeiros, M. de F., 2004, Folha SB-24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A., Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D.H.G., Mendonça, A., 2014a. Diagenetic/low-temperature hydrothermal gangue leaching and hematite mineralisation in the Neoproterozoic Santa Cruz iron ore deposit, Corumba Region, Brazil. 21st General Meeting of the International Mineralogical Association, Johannesburg, South Africa.
- Angerer, T., Duuring, P., Hagemann, S.G., Thorne, W., McCuaig, T.C., 2014b. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. Geological Society, London, Special Publications, 393.
- Bautista, M. R. B., 2012. Estudo de proveniência sedimentar de sequências neoproterozoicas ao longo do Lineamento Patos (Província Borborema, NE do Brasil). [Dissertação de mestrado] Universidade de São Paulo, 111 p.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, 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*, v. 105, p. 467–508.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., 2008, Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean–Paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology*, v. 15, p. 5–47.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., Orgs. 2003, *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

- Brito Neves B.B., 1975, Regionalização geotectônica do Pre-cambriano nordestino [Tese de Doutorado], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Brito Neves, B.B., 1983, O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000 [Tese de Livre Docência], São Paulo, 177 p.
- Brito Neves, B.B., 1995, Crátons e Faixas Móveis, Boletim IG-USP, Série Didática, v. 7, 187 p.
- Brito Neves, B. B., Santos, E.J., Fuck, R.A., Santos, L.C.M.L., 2016, Arco Magmático eoediacariano na porção setentrional da Zona Transversal, sub-província central da Província Borborema, nordeste da América do Sul, *Brazilian Journal of Geology*, v. 46 (4), p. 491-508.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000, Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho A., Campos, D.A., Eds., *Tectonic evolution of South America*, p. 151-182.
- Campos, M. de, Braga, A.P.G., Sousa, E.M. de, Silva, F.A.F. da, França, J.B. de, 1976, Projeto Rio Jaguaribe. Relatório final. Recife, DNPM/CPRM, 15v. il.
- Costa, A.F., 2010, Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas encaixantes e do minério de ferro da região de Curral Novo, Piauí [Monografia], Salvador, Universidade Federal da Bahia.
- Dalstra, H.J., Rosière, C.A., 2008, Structural controls on high-grade iron ores hosted by banded iron formation: a global perspective. *Reviews in Economic Geology*, v. 15, p. 73–106.
- Dantas, E. L., 1997, Geocronologia U-Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil [Tese de Doutorado], São Paulo, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, 208 p.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiadong, D., Li, J.W., 2013, Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema province, NE Brazil, *Precambrian Research*, v. 227, p. 12-156.

- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004, The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America, *Precambrian Research*, v. 130, p. 113-137.
- Dias, V.M.; Silva, M.G., 2009, Mineralizações de Ferro de Curral Novo, Estado do Piauí, e Sulfetos Associados: Prováveis Depósitos do Tipo IOCG, *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 2, 2009, Gramado: UFRGS. 1 CD-ROM.
- Evans, K.A., McCuaig, T.C., Leach, D., Angerer, T., Hagemann, S.G., 2013, Banded iron formation to iron ore: a record of the evolution of Earth environments? *Geology*, v. 41, p. 99–102.
- Fetter, A.H., 1999, U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geological History of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana [Tese de Doutorado], University of Kansas, USA, 164 p.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., 2008, A hydrothermal origin for the jaspilite-hosted giant Serra Norte deposits in the Carajás Mineral Province, Para State, Brazil. *Reviews in Economic Geology*, 15, p. 255–290.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Danyushevsky, L., 2009, Laser-ablation ICP-MS analyses on oxides of hypogene iron ore from the giant Serra Norte jaspilite hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *In: Williams, P.J., Ed., Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits Townsville Australia, Townsville*, p. 570–572.
- Figueiredo e Silva, R.C., Hagemann, S.G., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Banks, D.A., Davidson, G.J., Vennemann, T.W., Hergt, J.M., 2013a, Hydrothermal fluid processes and evolution of the giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic Geology*, v. 108, p. 739–779.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Cliff, J., 2013b, Mass independent and mass dependent sulfur isotopes of hydrothermally altered jaspilite and mafic wallrocks, Serra Norte iron ore deposits, Carajás Mineral

- Province, mineral deposit research for a high-tech world, Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting, Uppsala, Sweden, p. 734–737.
- Gomes, J. R. C., Vasconcelos, A. M., 2000, Jaguaribe SW, Folha SB.24-Y: estados do Ceará, Pernambuco e do Piauí. Rio de Janeiro: CPRM, Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Freimann, M de A., 2014. Geocronologia e petrografia de quartzos miloníticos do *duplex* transcorrente de Lavras de Mangabeira. [Dissertação de mestrado] Universidade de São Paulo, 84 p.
- Gray, D. R., Foster, D. A., Meert, J. G., Goscombe, B. D., Armstrong, R., Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., 2008, A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *In*: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., De Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J., eds., West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, Geological Society, London, Special Publications, v. 294, p. 257–278.
- Gross, G.A., 1980, A classification of iron formations based on depositional environments, *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 215–222.
- Gross, G.A., 1993, Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations, *In*: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M., eds., Mineral Deposit Modeling, Special Paper 40, Geological Association of Canada, p. 151–170.
- Gross, G.A., 1973, The depositional environments of principal types of Precambrian iron-formations, *In*: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits, UNESCO, Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, proceeding of the Kiev Symposium, Earth Sciences, v. 9, p. 15-21.
- Gerdes A. & Zeh A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Science Letter*, v. 249, p. 47–61.
- Gerdes A. & Zeh A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration — New insights from combined U–Pb and Lu– Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, v. 261, p. 230-243.

- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., Walde, D.H.G., 2015, BIF-hosted iron mineral system: A review, *Ore Geology Reviews*, p. 43.
- Hagemann, S.G., Barley, M.E., Folkert, S.L., Yardley, B.B.W., Banks, D.A., 1999, A Hydrothermal origin for the giant BIF-hosted Tom Price iron ore deposit. *In: Stanley, C.J. ed., Mineral Deposits — Process to Processing: Rotterdam, Balkema*, p. 41–44.
- Hagemann, S., Rosière, C.A., Gutzmer, J., Beukes, N.J., 2008, Glossary of terms Banded Iron Formation-related high-grade iron ore, *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore*, v. 15, p. 411–414.
- Hensler, A.-S., Hagemann, S.G., Brown, P.E., Rosière, C.A., 2014, Using oxygen isotope chemistry to track hydrothermal processes and fluid sources in itabirite-hosted iron ore deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, *Mineral Deposita*, v. 49, p. 293–311.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992, Geological Characteristics and Tectonic Setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au-REE) Deposits, *Precambrian Research*, v. 58, p. 241-287.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004, The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology, *Chemical Geology*, 211: 47–69.
- James, H.L., 1954, Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, v. 49, p. 235-293.
- James, H.L. & Trendall, A.F., 1982, Banded Iron-Formation: Distribution in time and paleoenvironmental significance, *In: Holland, H.D. & Schidlowski, M., ed., Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere*, Springer Verlag, New York, p. 199–218.
- Jardim de Sá, E.F. 1994, A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana [Tese de Doutorado]. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, 804 p.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K., 1992, Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 472-480.

- Klein, C., 2005, Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin, *American Mineralogist*, v. 90, p. 1473-1499.
- Klotzli U., Klotzli E., Gunes Z., Kosler J., 2009. Accuracy of laser ablation U–Pb zircon dating: results from a test using five different reference zircons. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 33: p. 5-15.
- Lascelles, D.F., 2006a, The genesis of the Hope Downs iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia, *Economic Geology*, v. 101, p. 1359–1376.
- Lascelles, D.F., 2006b, The Mount Gibson banded iron formation hosted magnetite deposit: two distinct processes for the origin of high-grade iron ore, *Economic Geology*, v. 101, p. 651–666.
- Martins, D.T., 2017, *Evolução Tectônica das rochas encaixantes das Formações Ferríferas Bandadas de Manga Velha-PI, Província Borborema [Dissertação de Mestrado]*, Universidade Federal do Ceará, 86 p.
- McLennan, S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Review of Mineralogy*, v. 21, p. 169–200.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Ferard, G., 2000, Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru Area (Borborema Province, NE Brazil), *Precambrian Research*, v. 99, p. 1-32.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006, Timing of crustal formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly, *Precambrian Research*, v. 149, p.197-216.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 11.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS UPb geochronology data reduction, *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270.

- Pitarelo, M.Z. 2015, Petrografia e geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Arqueano Granjeiro (2,54 Ga) (NE do Brasil): implicações tectônicas e paleoambientais [Dissertação de Mestrado], Universidade Estadual de Campinas, 117 pag.
- Prado, F. da S., Oliveira, A.A. de, Leite, E.A., Gomes, F.E.M., Silva, F.P. da, Colares, J.Q.S. dos, 1980, Projeto Lavras da Mangabeira. Relatório da etapa 1. Fortaleza, DNPM/CPRM, 1980. 2v.
- Ramanaidou, E.R., Morris, R.C., 2009, Comparison of supergene mimetic and supergene lateritic iron ore deposits. *In*: AusIMM, ed., Proceedings Iron Ore Conference, Perth, Western Australia, p. 243–246.
- 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*, v. 99, p. 611–624.
- Santos, E.J., 1995, O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema [Tese de Doutorado], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 p.
- Santos, E.J., 1996, Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema, *Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, v. 6, p. 47-50.
- Santos, E.J. 2000, Contexto Tectônico Regional. *In*: Medeiros, V.C., Org., Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000). CPRM, Brasília, p-3-7.
- Santos, E.J & Brito Neves B.B., 1984, Província Borborema. *In*: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., eds, O Pré-Cambriano do Brasil, Edgard Blucher, p. 123-186.
- Santos, E.J, Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A, Ramalho, R., 1984, A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. *In*: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze, G.R., Asmus H.E., Eds., *Geologia do Brasil*. DNPM, 5, Brasília, p. 131-189.
- Santos, E.J., Oliveira, R.G., Paiva, I.P., 1997, Terrenos do Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento

- crustais ao sul do Lineamento Patos, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Resumos Expandidos, p. 11-14.
- Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Silva, M.R.R., Beurlen, H., Cavalcanti, J.A.D., Silva, M.G., Costa, A.F., Santos, L.C.M.L., Santos, R.B., 2014, Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. *In*: Silva, M.G, Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumijan, R.M., eds, Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, CPRM, p. 343-388.
- Sato, E.N., 2011, Proposta metodológica sobre dados de geofísica aeroportada na prospecção de minério de Fe: indicação de ambientes geológicos propícios e geração de mapa de probabilidade na região de Curral Novo do Piauí (PI) [Dissertação de Mestrado], Universidade de São Paulo, 69 pag.
- Sato, E.N., Almeida, T. I. R., Basei, A. S., 2012, Idades U-Pb em zircões das rochas encaixantes das formações ferríferas do distrito de Curral Novo do Piauí, Brasil, 34th International Geological Congress (IGC): Australia, Resumos.
- Sato, K., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Sproesser, W.M., Passarelli, C.R., 2008, Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo – Igc/USP: Avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP, Geologia USP Série Científica, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 77-99.
- Silva, L. C. et al., 1993, Petrologia e evolução dos gnaisses de alto grau na Folha Iguatu – CE, CPRM.
- Silva, L. C. et al., 1997, U/Pb SHRIMP ages in the Southern state of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG Accretion and Proterozoic Crustal Reworking. *In*: CBPM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations - ISGAM, 2, 1997. Salvador, Extended Abstract and Program, p. 280-281.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Delgado, I.M., Pimentel, M.M., Arcanjo, J.B., Melo, R.C., Teixeira, L.R., Jost, H., Pereira, L.H.M., Cardoso Filho, J.M., 2002, Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite contro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia, Revista Brasileira de Geociências, v. 32, p. 513-528.

- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M. & Whitehouse, M.J. 2008, Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chemical Geology* 249, 1–35.
- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., Barley, M., 2004, Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North Deposit, Mt. Tom Price, Western Australia, *Mineral Deposita*, v. 39, p. 766–783.
- Thorne, W., Hagemann, S., Vennemann, T., Oliver, N., 2009, Oxygen isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-hosted iron ore deposits of the Central Hamersley Province, Western Australia: constraints on the evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology*, v. 104, p. 1019–1035.
- Uchôa Filho, E, C., do Vale, J.A.R., Basto, C.F., Silveira, D.A., Freitas, M.S., Pedrosa Junior, N.C., 2017, Mapa De Integração Geológica-Geofísico da Faixa Riacho do Pontal. Teresina, CPRM. Mapa colorido 156 x 107 cm. Escala 1:250.000. Integração geológica e de recursos minerais das faixas marginais da borda norte-noroeste do Cráton São Francisco (Empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral-ARIM).
- Urban, H., Stribny, B., Lippolt, H.J., 1992, Iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil, *Economic Geology*, v. 87, p. 1375–1392.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacker, P.C., Babinski, M, 1995, U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p.267-288.
- Vasconcelos, A. M., Gomes, E. M., 1998, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará, Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995, 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses, *Geostandards Newsletter* v.19, p. 1–23.
- Young, G.M., 1976, Iron-formations and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, north-west Territories, Canada. *Precambrian Research*, v. 3, p. 137-158.

Anexo I

Lithochemistry and LA-ICP-MS U-Pb geochronology of the Southern Granjeiro Complex, Borborema Province: Implications for the Paleoproterozoic crustal evolution of the Curral Novo do Piauí iron mineral district

José Alberto Rodrigues do Vale^{1,2}, Lena Virginia Soares Monteiro², Camila Franco Basto¹, Douglas Almeida Silveira¹, Joseneusa Rodrigues Brilhante¹, Ticiano José Saraiva dos Santos³, Leandro Costa⁴

1 - Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Brasil.

2 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil

3 - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Brasil

4 - BEMISA - Brasil Exploração Mineral LTDA.

Abstract

The Curral Novo do Piauí iron district, located in the Transversal Zone of the Borborema Province, is hosted by the Granjeiro Complex. In this district, banded iron formations have an average grade of 27.5% of Fe in resources of more than one billion tons. Field, petrographic, isotopic, geochemical and geochronological data allowed the characterization of an association of gneisses and migmatites with TTG affinity and a Paleoproterozoic greenstone belt sequence with evidence of ocean floor exhalative activity. The TTG suite of the Granjeiro Complex includes magnesian rocks of calcic to alkali-calcic affinity and low content of mafic minerals. These rocks have a low concentration of LILE and HFSE elements, significant fractionation of ETRL ($La/Yb_N = 9.78-139.12$) and slightly negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.62-0.97$). These characteristics are similar to that of magmas generated from low-pressure sources. LA-ICP-MS U-Pb zircon ages obtained in TTG gneisses indicate magma crystallization at $3,349 \pm 15$ Ma (MSWD = 0.62). The Granjeiro metavolcanosedimentary sequence comprises metamafic and metaultramafic volcanic rocks and banded iron formation. These rocks derived from basaltic and komatiitic protoliths with chemical affinity to those formed in modern island arcs. The banded iron formation has (magnetite-quartz) and silicate (grunerite-quartz) facies, with strong impoverishment in HFSE and ETR and negative Ce anomaly ($Ce/Ce_N = 0.04-0.37$). Post-collisional A₂-type syenogranites ($2,651.8 \pm 8.9$ Ma; MSWD = 1.5) crosscut the Granjeiro Complex. The syenogranites are ferroan, metaluminous to peraluminous and have a high-K calc-alkaline affinity. They have a slight enrichment of ETRL concerning ETRP and high contents of LILE and HFSE. Hydrothermal alteration processes present in the banded iron formations and associated volcanic rocks include silicification, albitization, potassic alteration, carbonation, sulfide formation and iron reconcentration. Sulfur isotopes signatures ($\delta^{34}S = -3.11$ to 2.03) of hydrothermal sulfides suggest magmatic sulfur sources associated with the hydrothermal system. The rocks of the Complexo Granjeiro still recorded metamorphism in the Riacian (ca. 2.2 Ga), and strong crustal reworking during the Paleoproterozoic until the Staterian (ca. 1.7 Ga).

1. Introduction

The area of the Curral Novo do Piauí iron district is located in the southwest portion of the Borborema Province (Almeida et al., 1976), in the so-called Granjeiro Complex. This Archean complex comprises metamorphic rocks, including granitoids with TTG affinity (U–Pb zircon $2,541 \pm 11$ Ma; Silva et al., 1997) and a metavolcanosedimentary sequence. The latter represents a greenstone belt composed of metaultramafic schists, metabasalts, metagabbros, quartzites and banded iron formation (BIF). It has been considered a remnant of ancient oceanic crust by Vasconcelos et al. (1998).

The Curral Novo do Piauí iron district is hosted by the metavolcanosedimentary sequence (Dias & Silva, 2009, Costa, 2010; Sato, 2011), and represents an area belonging to BEMISA company. This district comprises six specific iron targets: 1 – Massapê-Manga Velha; 2 – Abelão; 3 – Tamanduá; 4 – Alto Alegre; 5 – Serra Vermelha; and 6 – Manga Velha NE. The magnetite-rich iron ore has a grade of 27.5% Fe @ 1 Billion tonnes, including 252 Mt of a measured reserve, and 575 Mt of indicated and 174 Mt inferred resources. The banded iron formations are distributed through bodies of kilometric extensions, intercepted by shear zones that generate boudinage and steeply-dipping ore bodies.

Banded iron formations and the associated metavolcanic rocks underwent significant hydrothermal alteration. Hydrothermal processes were previously interpreted as the result of fluid-rock interaction involving magmatic fluids exsolved during the crystallization of Neoproterozoic granites, which are widespread in the Borborema province (Dias & Silva, 2009; Santos et al., 2014.). According to these authors, the hydrothermal processes resulted in intense chemical modification of host rocks and iron reconcentration, in addition to enrichment in Si, K, LREE, Th, Ta, U, Zr, Y, Cu, Zn, and B. These processes are likely to be critical factors for the iron enrichment in some portions of the district, in which grades reach 40% of iron in important targets.

This study presents new petrographic, geochemical and geochronological data for the Granjeiro Complex, including TTG and greenstone belt units, and crosscutting granitic rocks aiming to unravel their

geodynamic evolution, the timing of the magmatic activity and their relationships with the establishment of a hydrothermal system associated with the iron ore genesis.

2. Geological Setting

The Borborema Province, defined by Almeida et al. (1976), is delimited to the south by the San Francisco Craton and the west by the Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba Basin. The province is defined as part of the Neoproterozoic collage of the Western Gondwana. It resulted from the collision of a complex orogenic system located between the São Luís–West Africa and São Francisco–Congo cratons (Van Schmus et al., 1995, Santos, 1996, Brito Neves et al., 2000) during the Neoproterozoic Brazilian Orogeny (Fig. 1a). This province resulted from a complex geological evolution, comprising Archean nuclei surrounded by Riacian and Orosirian belts and by the Tonian Cariris Velhos orogeny. All of these were utterly reworked during the Brazilian Orogeny between 670 and 550 Ma, thus exhibiting specific lithological associations and tectono-metamorphic evolution.

Extensive E-W shear zones, predominantly dextral, transcurrent and with inflections to NE-SW, divide the province into tectonic blocks. These shear zones are interpreted as responsible for the current regional framework of the Borborema Province, resulting from the juxtaposition of domains with different metamorphic grades and evolutionary history (Almeida et al., 1976; Brito Neves, 1985, 1986; Jardim de Sá, 1992, 1994; Santos, 1996, 2000; Brito Neves et al., 2000, 2005, 2016; Gomes et al., 2000; Bizzi et al., 2003). In this way, the Borborema Province would be the product of intense agglutination of several allochthonous blocks, representing true continental microplates, in which evidence of past orogenic cycles is recognized. Fig. 1b shows the Borborema Province and its subdivision into the Northern, Central (or Transversal), and Southern subprovinces.

2.1. Archean Nuclei

The Borborema Province is a branched orogenic system involving terrains of various ages. Among these, Archean nuclei are segments of the basement that may represent older microcontinents or even microplates inserted within this complex mosaic separated by orogenic belts. These Archean blocks may have been part of a single terrain fragmented still during the Archean.

The São José do Campestre massif (Dantas, 1997; Dantas et al., 2004, 2013) corresponds to the oldest crustal fragment in South America. It is constituted by granitoids and supracrustal rocks associated with Paleoproterozoic gneisses. The lithological set was affected by the events of the Transamazonian orogenesis. The geological data indicate the succession of magma generation episodes between 3.41 Ga and 2.65 Ga. Dantas et al. (2004) suggested that the São José do Campestre massif represents the fragment of a larger cratonic mass, possibly fragmented at the end of the Archean. Other Archean nuclei in the Northern Subprovince (e.g. Presidente Juscelino Complex, Brejinho Complex, Senador Elói de Souza Complex, São José do Campestre Syenite) have ages between 3.25 Ga and 2.65 Ga and isotopic characteristics of recycled crust. Also, the Mombaça-Cruzeta Complex, formed by migmatite gneisses, was dated by Silva et al. (2002) using the U–Pb SHRIMP method in zircon at 3.27 Ga.

2.2. *Transversal Zone*

The Transversal Zone represents a large transcurrent belt with Archean, Paleoproterozoic, Tonian, and Ediacaran blocks displaced westwards by a set of E–W and NE–SW shear zones (Santos et al., 2014). It corresponds to the Central Subprovince and is limited by the Patos, to the north, and Pernambuco, at the south, lineaments (Brito Neves et al., 2000, 2005, 2016, Fig. 1c).

2.3. *Granjeiro Complex*

The Granjeiro Complex occurs along a continuous belt of predominantly E–W direction in the Northern Subprovince and the SW portion of the Central Subprovince or Transversal zone. In the latter, it has a megasigmoid shape that is suggestive of a tectonically imbricated fragment. The Granjeiro Complex is composed of two lithostratigraphic associations. The oldest is represented by a

supracrustal sequence formed by a metavolcanosedimentary association with amphibolites, metaultramafic schists, calc-silicate rocks, marbles, quartzites, and banded iron formations.

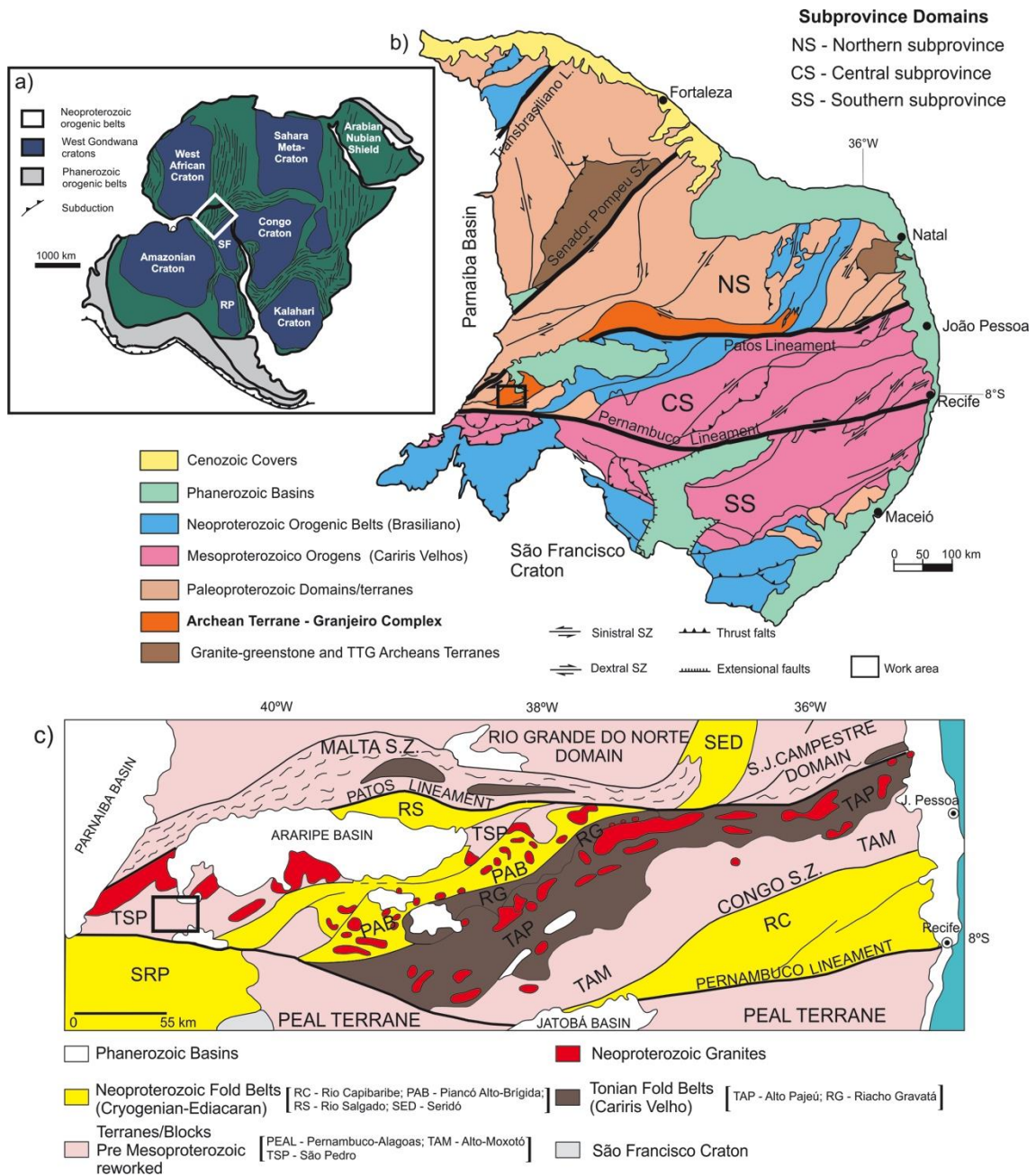


Fig. 1. a) Geodynamic setting of the Borborema Province in the West Gondwana supercontinent (modified from Gray et al., 2008); b) Tectonic framework of the Borborema Province and its division into the Northern, Central (or Transversal), and Southern subprovinces (modified from Bizzi et al., 2003); c) Simplified geological map of the Central Subprovince (or Transversal Zone, modified from Brito Neves et al., 2016).

The second set of lithotypes is represented by TTG orthogneisses with ages of ca. 2.54 Ga (SHRIMP U–Pb zircon, Silva et al., 1997).

There were some degree of uncertainty regarding the stratigraphic positioning of the Granjeiro Complex. Previous studies carried out by Campos et al. (1976) and Prado et al. (1980) considered it as an integral part of the Archean basement, correlating it to portions of the Caicó Complex (Rio Grande do Norte Domain). Santos et al. (1984) classified these lithotypes as constituents of the lower section of the Lavras da Mangabeira Complex, possibly of Paleoproterozoic age. Silva et al. (1993), based on petrographic and litochemistry, individualized and defined the Granjeiro Complex. The association of volcanic rocks and exhalative horizons were interpreted by Vasconcelos et al. (1998) and Gomes et al. (2000) as evidence of its formation in an oceanic crust environment.

According to Bizzi et al. (2003), the Granjeiro Complex may represent an extension of the São José do Campestre Terrain, although records of rocks older than 2.54 Ga were not yet known in the Granjeiro Complex. This possibility was raised due to the presence of detrital zircon grains in the Lavras de Mangabeira Complex with ca. 3.2 Ga (Silva et al., 1997a). This information suggests the existence of an ancient nucleus, perhaps similar to the Bom Jesus-Presidente Juscelino nuclei of the São José do Campestre Terrain (ca. 3.41 Ga; Dantas, 1997), derived from a Paleoarchean crustal source.

3. Methods

Geological mapping was carried out in the vicinity of 1 (Massapê–Manga Velha), 2 (Abelão) and 6 (Manga Velha NE) targets. Representative samples were collected from outcrops and drill cores kindly provided by BEMISA. Petrographic characterization under transmitted and reflected light of 112 thin and polished-thin sections was conducted in the Geoscience Institute of the University of São Paulo. Lithochemical analysis of 54 samples was carried out in SGS Geosol Laboratories using X-ray fluorescence spectrometry for major and minor elements and Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for trace and rare earth elements. Loss on ignition (LOI) was determined by weight difference after heating at 450 °C and/or 1000 °C. The analytical results are presented in Tables 1 to 4 in the Appendix.

Geochronological U-Pb LA-ICP-MS analysis in zircon was obtained at the Federal University of Ouro Preto (UFOP), University of São Paulo (USP), and in the University of Campinas (UNICAMP). At UFOP, U-Pb isotope analyses were performed using a Photon-Machines 193 nm G2 laser system coupled to a Thermo-Finnigan Neptune multicollector LAM-MC-ICP-MS following the procedure described in Santos et al. (2017). The instrument set up parameters were a spot size of 20 μm , a frequency of 6 Hz, 10 % energy with an intensity of 0.3 mJ. U-Pb data were standardized using the zircon GJ-1 (reference 609 Ma, Jackson et al., 2004) as primary standard and tested using the zircon Pleisovice (reference 337 Ma; Slama et al., 2008) as a secondary standard. External errors were propagated considering the internal reproducibility of the individual ratios, external reproducibility of GJ-1, the long-term uncertainty of the validation material, ratio uncertainties of the reference material and Pb-common ratio uncertainty (Lana et al., 2017). In the University of São Paulo (USP), the U-Pb isotope analysis were performed at the Geochronological Research Center (CPGeo) using a Thermo Neptune laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS) with spatial analytical resolution obtained in a Laser Excimer with ArF 193 nm (6Hz frequency), with spot production of 32 μm and ablation time of 40s. The analytical procedures followed those presented by Sato et al. (2008). The correction for the common Pb was made based on the zircon GJ-1 (age-reference of 608.5 \pm 0.4 Ma; TIMS; Jackson et al., 2004). At the University of Campinas, the laser ablation equipment uses a Photon Machine Excimer 193 system with an ablation cell HelEx, coupled to a Thermo Scientific Element XR ICP-MS, with the following characteristics: laser beam diameter of 25 μm , a repetition rate of 10 Hz and fluency of 4.74 J/cm². The analytical procedure in the UNICAMP LA-ICP-MS equipment uses the standard zircon 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) and peixe (Geherls, not published). The method involves the white gas subtraction followed by the downhole fractioning correction, compared to behave of the standard zircon 91500. Correction of the raw data included deviations of the equipment, exclusion of analyzes with high values of common Pb and consideration of analyzes with values of U (ppm) < 500, values of f₂₀₆ < 1 and ratio ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb > 10,000. The data reduction was made using the software Vizual Age (Petrus and Kamber, 2012) from the

IOLITE package (Paton et al., 2010) and the ISOPLOT/Ex 4.15 software (Ludwing, 2009). The detailed data are presented in Tables 5 to 8 in the appendix.

Sulfur stable isotope analyses were carried out in the Geochronology Laboratory of the Institute of Geosciences, University of Brasília, Brazil. Five sulfide concentrates with a purity of more than 95% were obtained using a hand-drill and manual sorting under a stereomicroscope. For sulfur isotope analysis, SO₂ production was obtained from the combustion of sulfides with excess oxygen in tin capsules at 1080 °C. The gas produced from the combustion was brought through a stream of helium to tungsten and zirconium catalysts for a reduction in a high purity copper filament. The separation of SO₂ took place in a gas chromatograph. Stable isotope ratios were analyzed using a LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer). The data processing, as well as the control of the mass spectrometer and its peripherals, were performed by software Isodat 3.0 (Sharp, 2007). The $\delta^{34}\text{S}$ values have an accuracy of 0.01 ‰ and were reported to the Canyon Diablo Troilite (CDT) standard.

4. Results

4.1. *The Curral Novo do Piauí Iron District*

In the Curral Novo do Piauí Iron District (Fig. 2), the Granjeiro Complex represents the main geological unit. It comprises a suite of orthogneisses of TTG composition and a metavolcanosedimentary sequence. The TTG gneisses are sometimes migmatized and transposed by great shear zones. This set of lithotypes was intruded by rocks of syenogranite composition, which also underwent metamorphism and partial melting. These gneisses of a syenogranitic composition are spatially related to hydrothermal alteration zones recognized in the metavolcanosedimentary rocks.

In the iron district, the Granjeiro Complex is delimited to the north by the Ediacaran metasedimentary rocks of the Ipueirinha Group. To the south, it is delimited by the Pernambuco Lineament and by the Itaizinho Complex, made of migmatite orthogneisses of tonalitic to granitic composition and associated supracrustal rocks.

The Granjeiro Complex rocks were intruded by Neoproterozoic granites, which were not individualized in the area, and is also covered by the Cenozoic sedimentary rocks of the Araripe Basin (Fig 2a). Figure 2b correlates the delimitation of the BEMISA company's iron exploration target areas and the analytic signal amplitude (ASA) map, which highlights the high intensity of elongated iron ore bodies associated with the large structural lineaments and their structural pattern along to the E-W and NE-SW direction.

4.1.1. Granjeiro Complex

4.1.1.1. TTG Orthogneisses

The orthogneisses of TTG composition (Fig. 3a, b) are the main lithotypes of the Granjeiro Complex. They are gray, fine- to medium-grained, and have metamorphic banding, and a tonalitic to granodioritic composition. TTG orthogneisses present very intense foliation and usually have a mylonite (Fig. 3d) or ultramylonitic structure within the shear zones. In addition to the mylonitization, quartz ribbons, pressure shadows, and S-C structures indicate dextral movement, consistent with that of the regional structuring. Sometimes, the mylonitic foliation is crenulated, exhibiting asymmetric folds with vergence towards the south.

The metamorphic bands have millimeter to centimetric thickness, with alternation of light bands composed of felsic minerals, such as quartz, plagioclase and subordinate potassium feldspar, and dark bands made of biotite, amphibole, epidote and, less commonly, pyroxene (Fig. 3c). Plagioclase crystals are generally thin to medium and occur associated with quartz, epidote, and biotite. They also occur as porphyroclasts that can reach up to 4 mm. Usually the plagioclase porphyroclasts are rounded and covered by moderate alteration that results in their partial replacement by epidote, clay-minerals, sericite, and carbonate.

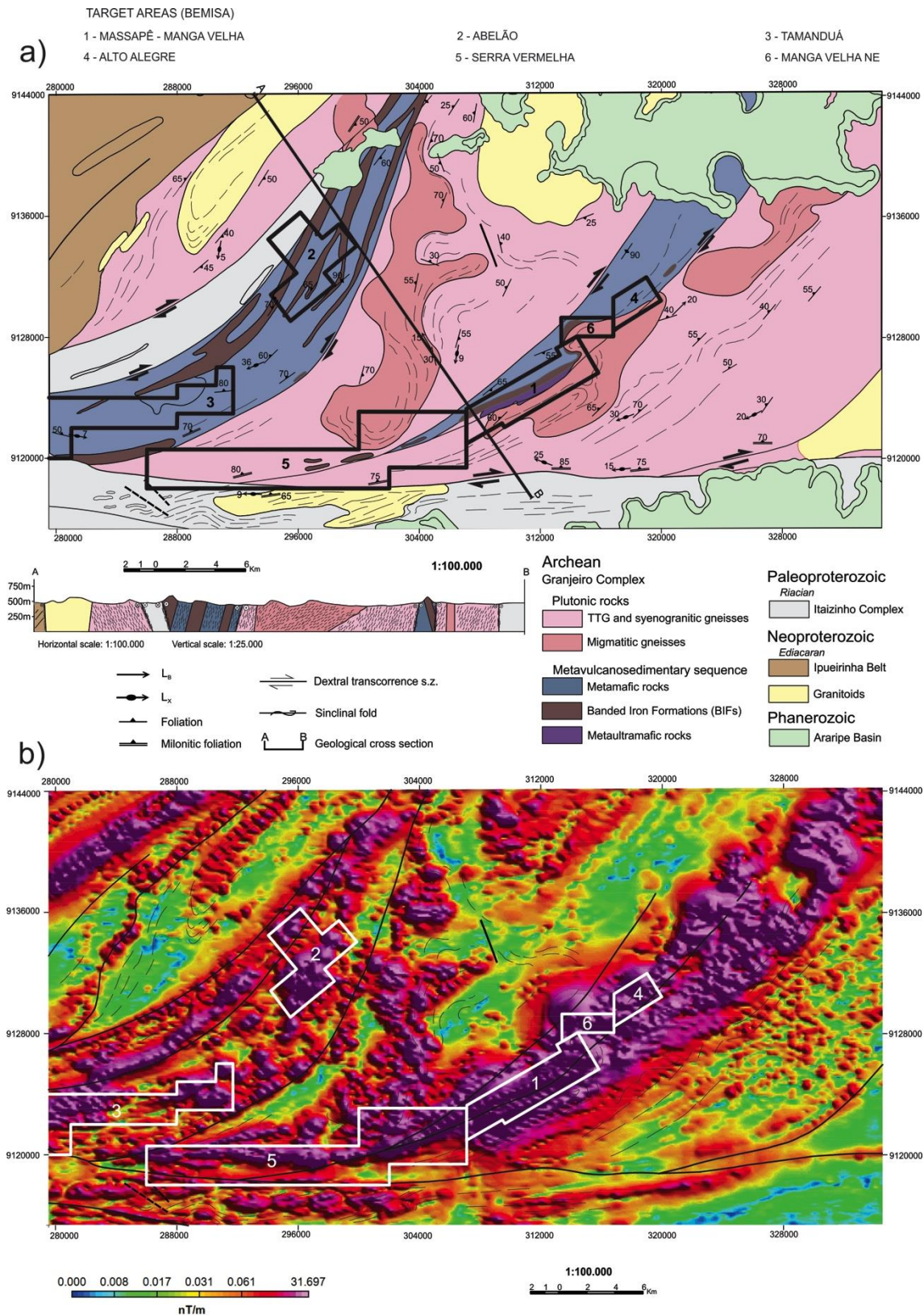


Fig. 2. a) Simplified geological map of the Curral Novo do Piauí iron district area (modified from Uchoa Filho et al., 2017); b) Map of the analytic signal amplitude associated with the main E-W and NE-SW structural lineaments of the area. Both maps present exploratory exploration targets (1 – 6).

Some plagioclase crystals exhibit concentric zoning and Carlsbad twinning, corroborating their igneous nature, however often the twinning is diffuse. Potassium feldspar exhibits hypidiomorphic crystals, albite and pericline twinning, and often have secondary growth at its rims. They also evidence sericitization. Part of the potassium feldspar, however, replaces the igneous feldspars along fractures and their rims, or forms new crystals with a cloudy appearance.

The mafic bands are composed of brown biotite, blue-green hornblende, and epidote and, in some cases, augite replaced by amphiboles due to the retro-metamorphism. The fine- to medium biotite and hornblende crystals are hypidiomorphic and oriented according to the rock foliation. The main accessories minerals are magnetite, titanite, rutile, allanite, apatite, and zircon. Carbonates are present in veinlets or as feldspar alteration.

4.1.1.2. *Migmatitic Orthogneisses*

Well-delimited migmatite bodies on the geological map originate from the TTG orthogneisses and are the result of partial melting coupled to the high deformation imposed on the rocks of the Granjeiro Complex (Fig. 3e). Structurally the migmatites can present a crenulation and development of a foliation parallel to the previous gneissic foliation, besides recumbent and isoclinal folds.

They represent, in general, metatexites with stromatic or net-veined structures, with distinct leucosome, melanosome, and paleosomes. The leucosome is composed of potassium feldspar and quartz, has igneous texture and usually an alkali-feldspar granite composition. The mesosome presents biotite, quartz, plagioclase, and potassic feldspar. The melanosome is represented mainly by biotite films (Fig. 3f), which occur as remnants at the edges of the leucosome, indicating in situ partial melting.

The quartz crystals are wholly recrystallized and show very fine granulation, as well as orientation according to the foliation. The plagioclase is totally anhedral and sometimes presents the myrmekite texture. Potassium feldspar appears as porphyroclasts in the leucosome and mesosome, sometimes with very fine granulation, resulting from recrystallization.

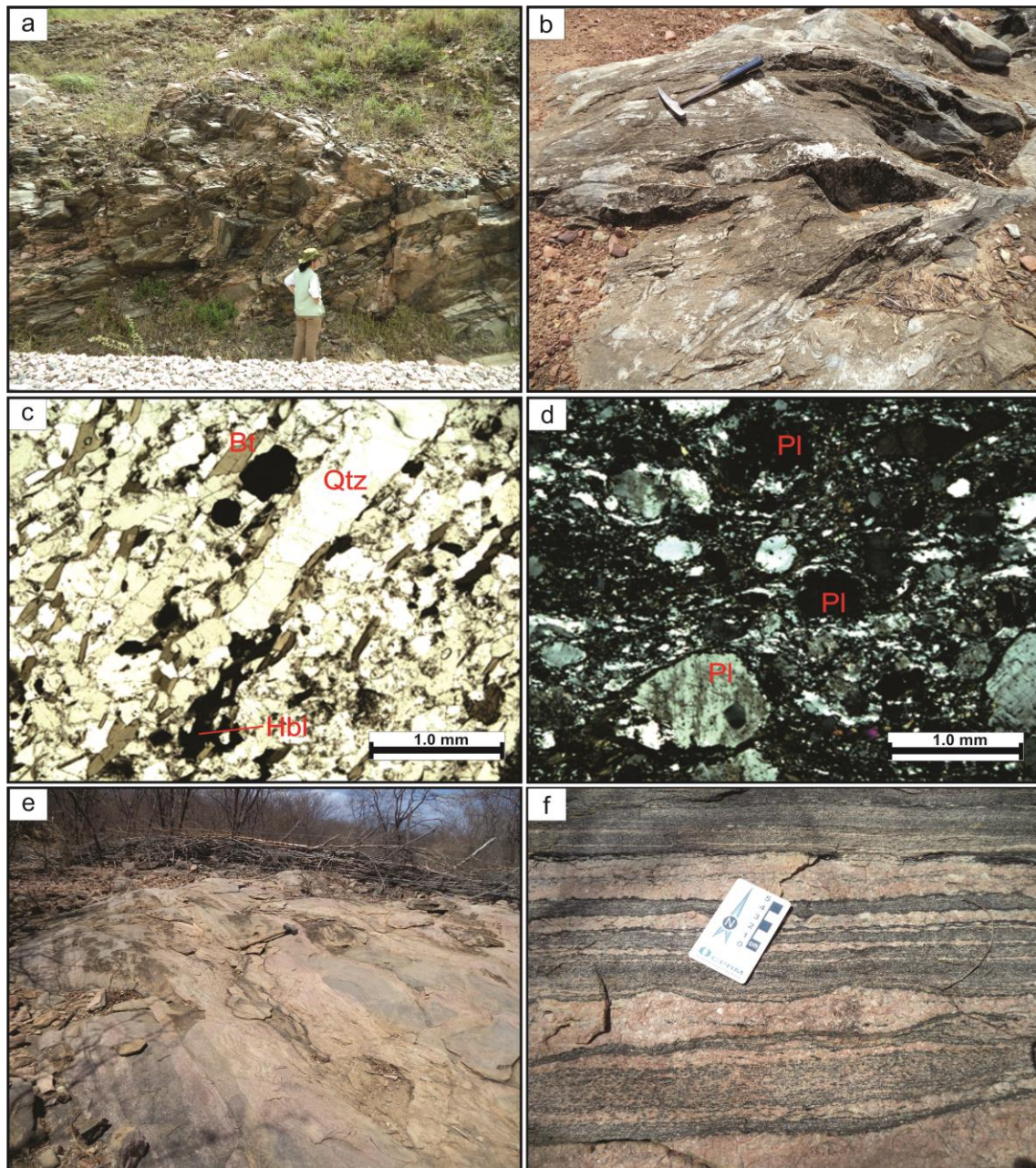


Fig. 3. a) Outcrop of the mylonitized TTG orthogneisses, located near regional shear zones - DS-R-13; b) Recumbent fold in TTG gneiss with subverticalized axial plane - CB-R-75; c) Photomicrography with the common mineralogical association of the TTG rock and mineral orientation according to the main rock foliation; transmitted light, parallel polarizers, magnification 4x - DS-R-11 - Bt = biotite; Hbl = hornblende; Qtz = quartz; d) Photomicrography with detail of the mylonitic texture of the TTG rocks, which exhibit rotated plagioclase porphyroclasts within a recrystallized matrix with strong granulometric reduction. Light transmitted, cross-polarized, 4x magnification - DS-R-04 - PI = plagioclase; e) Outcrop of migmatite orthogneisses, showing the distinction between gray mesosome and pinkish leucosome - CB-R-03; f) Detail of the metatextitic migmatite, with formation of leucosome, melanosome and paleosome defining a stromatic structure - CB-R-06.

The biotite occurs as fine hypidiomorphic crystals, often with strong granulometric comminution.

4.1.1.3. *Metamafic rocks*

Metabasalts and metagabbros (Fig. 4a, b) are closely associated with the banded iron formations. Their contacts with the iron formations are usually parallel and locally interspersed.

The metabasalt is very fine-grained and has greenish gray color and incipient orientation to a foliated structure. In a few outcrops, it was possible to observe the preservation of amygdales, corroborating its volcanic character. It consists mainly of plagioclase and hornblende with predominant nematoblastic texture. Hornblende crystals usually have a bluish-green coloration and prismatic or granular habit. Hydrothermal mineral phases include biotite (potassic alteration), epidote, chlorite, sulfides (pyrite, chalcopyrite, and pyrrhotite), and magnetite. Quartz and carbonate veinlets are usually late.

The metagabbro is coarse-grained, usually massive to slightly oriented, and has predominant grano-nematoblastic texture. It has relics of igneous augite, which occurs as idiomorphic to xenomorphic, medium to coarse crystals. Augite underwent uralitization and is partially replaced by amphiboles and carbonates. The metamorphic assemblage of the metagabbro comprises hornblende and plagioclase, followed by retrometamorphic actinolite, chlorite, and epidote. Plagioclase crystals exhibit mottled and diffuse polysynthetic twinning and are moderately replaced by sericite and epidote. In domains where there is intense mylonitization, the plagioclase crystals may be comminuted. Hornblende has corroded rims, which locally are replaced by fibrous actinolite. Actinolite crystals also occur as thin, needle-shaped, and hypidiomorphic crystals. Chlorite forms fine-grained aggregates with incipient orientation and is closely related to amphibole crystals. Chlorite contacts evidenced its generation from the retrometamorphism of the amphibole crystals. Epidote group minerals (zoisite and clinozoisite) are usually prismatic and replace plagioclase and amphiboles. Hydrothermal biotite, epidote, calcite, and quartz are common. Magnetite, titanite, rutile, and zircon are subordinate.

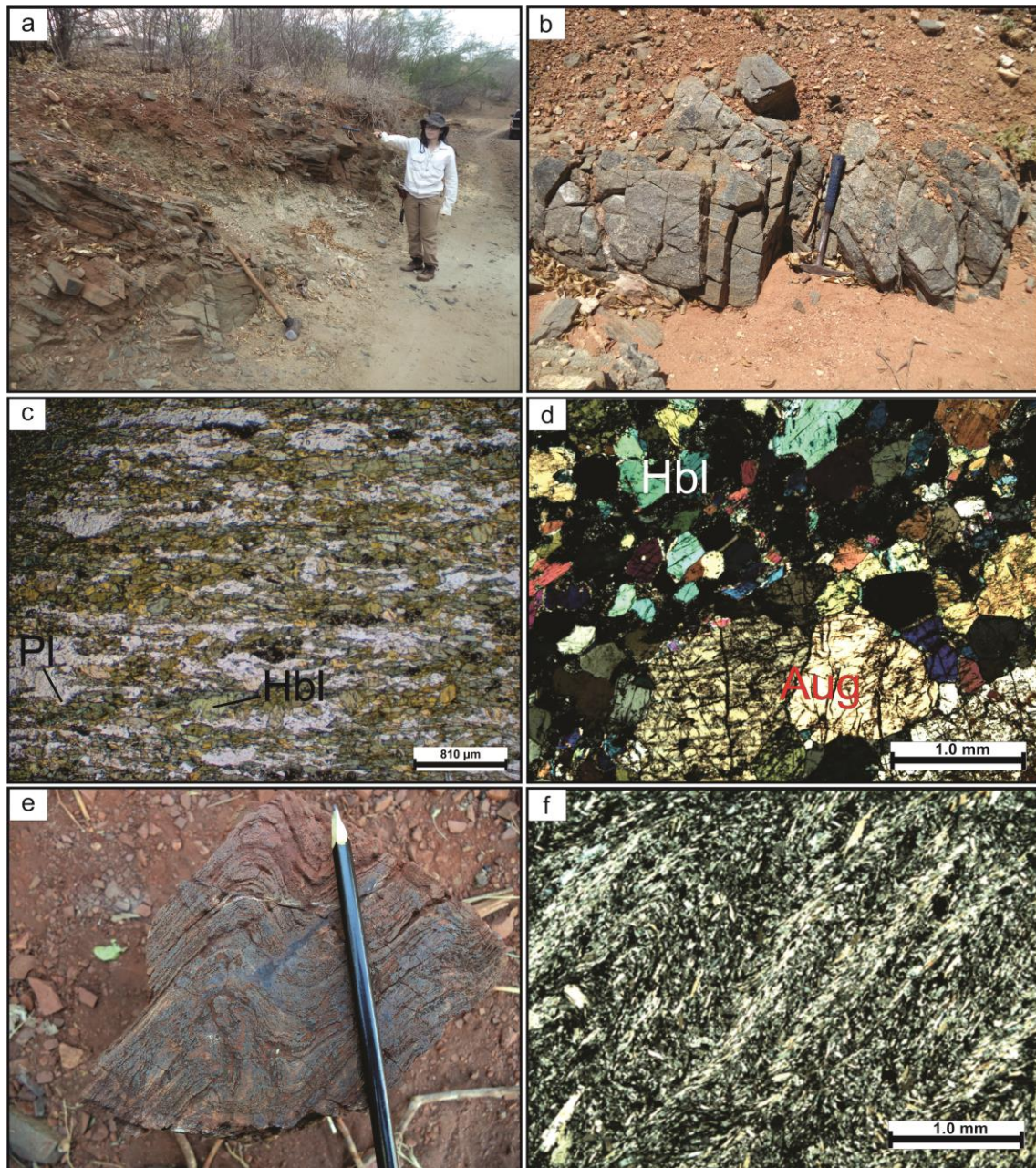


Fig. 4. a) Outcrop of foliated metamafic rocks derived from volcanic protoliths of the Granjeiro Complex - DS-R-10 and; b) Detail of metagabbro bodies - JR-R-316A; c) Photomicrography showing the fine nematoblastic texture of the mafic metavolcanic rock. Light transmitted, parallel polarizers, magnification 4x - JR-R-323 - Pl = plagioclase; Hbl = hornblende; d) Photomicrography with detail of the thicker texture of the metagabbro, with relics of augite involved by hornblende defining a decussed texture. Light transmitted, parallel polarizers, magnification 4x - CB-R-08 - Hbl = hornblende; Aug = augite; e) Mesoscopic sample of folded serpentinite - CB-R-07; f) Photomicrography showing the characteristic very fine-grained serpentinite of the Granjeiro Complex, which is crenulated and evidence strong transposition of the plane-axial foliation superimposed on the previous foliation. Light transmitted, cross polarizers, magnification 4x - CB-R-07.

The biotite occurs in thin hypidiomorphic crystals with their usual placoid shape. It crystallized in portions of the amphibolitic rocks derived from basalt or gabbroic protoliths in which potassic alteration was intense.

4.1.1.4. Metaultramafic Rocks

Metaultramafic rocks are represented by schists and serpentinites (Fig. 4e) interspersed with metamafic rocks.

The metaultramafic schists are very fine-grained, foliated and crenulated rocks. They are mainly composed of thin acicular tremolite crystals, usually smaller than 0.5 mm, which define a lepidonematoblastic foliation. Small dispersed tremolite porphyroblasts have a thin size (up to 1.0 mm) and are usually lenticular, involved by foliation. Talc and chlorite also occur in these rocks. Magnetite occurs in aggregates that accompany foliation and as oriented centimeter-wide porphyroblasts.

The serpentinite has thin acicular serpentine (Fig. 4f) as its principal constituent. Chlorite is characterized by pale green lamellae and has magnesium-rich composition. Tremolite occurs dispersed in the matrix or segregated in narrow monomineralic bands. Talc formed thin lamellae, usually interspersed with clinocllore or infilling pressure shadows around almond-shaped tremolite porphyroblasts.

4.1.1.5. *Banded Iron Formation (BIF)*

The banded iron formations (Fig. 5a) appear on hills that follow the NE-SW geological structuring developed due to the Brazilian Neoproterozoic orogeny. NE-SW-striking foliation is also easily visualized in outcrops and drill cores and overlaps preexisting foliations. The BIF bodies present high dip towards SE, with minimum values of 45°, and are predominantly steeply dipping (Fig. 5b) close to the regional shear zones. The intense shearing also results in possible transposition of the banding, and tight, isoclinal, sheath and parasitic folds.

BIF occurs parallel and sometimes alternating or intercalated to the metamafic rocks. In general, BIF is greenish-gray when preserved and reddish brown due to weathering. Amphiboles give a greenish color to the rock when

preserved (Fig. 5c, d).

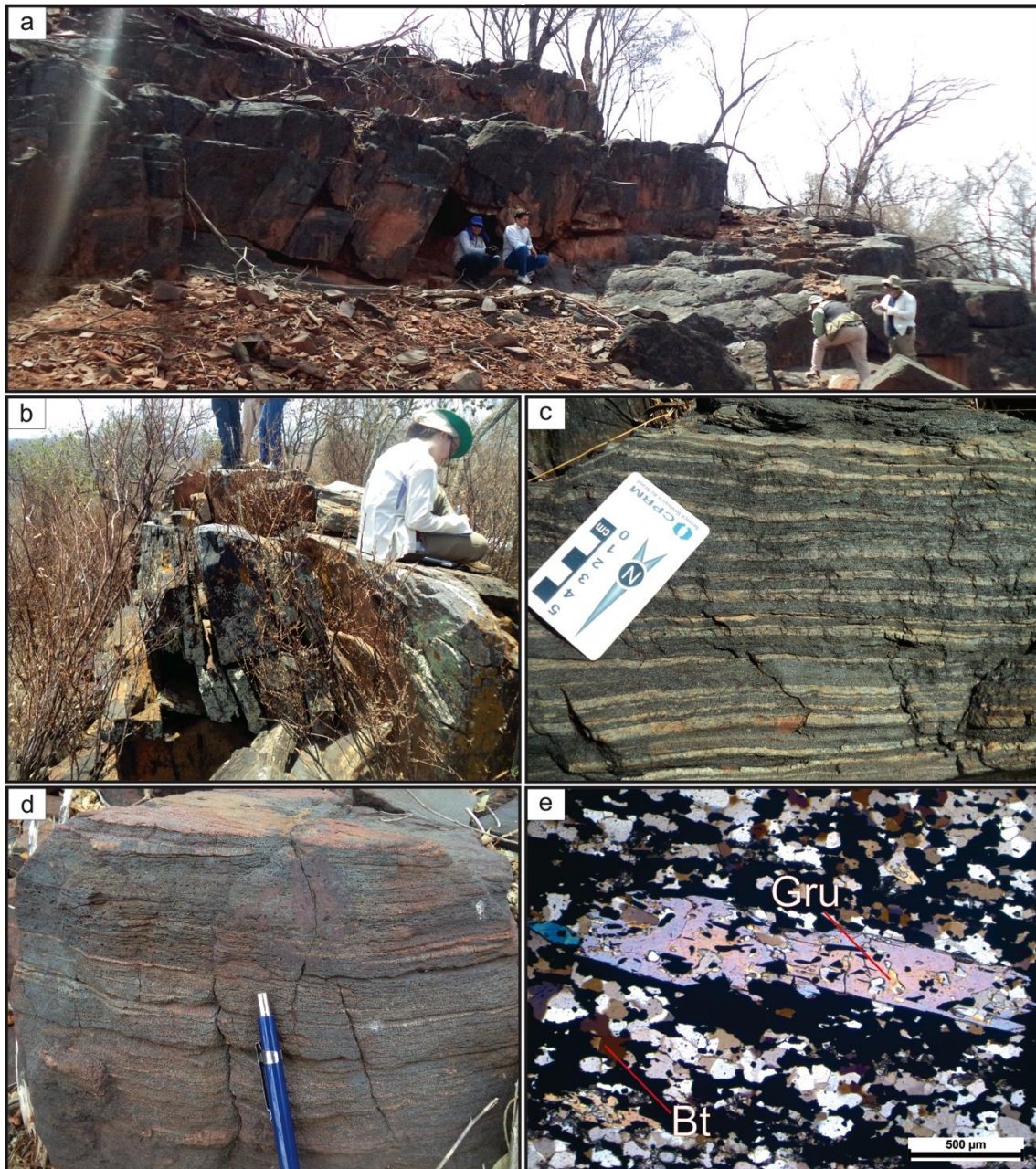


Fig. 5. a) BIF outcrop on the top of the hill of the Granjeiro Complex - JR-R-334; b) Steeply-dipping banded iron formations - JR-R-336; c) Detail of the alternation of silicate-rich (quartz + grunerite) and oxide-rich (magnetite) bands in BIF - JR - R - 323; d) Alternation of magnetite- and quartz-rich layers - JR-R-292; e) Photomicrography with detail of the metamorphic texture of the BIF, constituted of quartz, magnetite, grunerite (Gru) and biotite (Bt). Transmitted light, cross polarizers, 10x magnification - JR-R-311B.

The BIF granulation varies significantly from thin to thick. Bands of a millimeter to centimeter thickness are characterized by an alternation of silicate

and oxide facies. The silicate facies are composed of quartz, amphiboles, mainly represented by grunerite and minor actinolite and hornblende, and chlorite. The oxide facies comprises magnetite variably replaced by hematite and goethite.

Quartz is the main constituent of the rock and occurs predominantly as small oriented xenoblastic crystals. Its irregular shape and contacts are derived from metamorphic recrystallization. The formation of subgrains is quite common in quartz-rich bands. In some crystals, polygonal texture with straight contacts and triple points are observed. Quartz ribbons are also identified. Grunerite is present in small crystals, always with less than 1 mm. Its crystals are hypidiomorphic to xenomorphic, with few crystals still retaining lath shapes (Fig. 5e).

Magnetite and martite are mainly found in small crystals and are mostly xenoblastic. They are well aligned according to the main foliation. Some magnetite crystals exhibit cubic hypidioblastic forms, which may define the second generation of this mineral.

Veinlets filled by quartz and carbonate, as well as massive magnetite bodies, can be identified and are indicative of hydrothermal activity. This process is also evidenced by the reconcentration and recrystallization of magnetite in the iron formations close to intrusions of the syenogranitic bodies. Biotite crystals may also occur dispersed in the matrix of the iron formations.

4.1.1.6. *Syenogranite Gneiss*

The syenogranite gneiss was not individualized in the geological map of Fig. 2a, but its protolith intruded all the older units of the Granjeiro Complex and is intercepted by drill holes (Fig. 6a). These rocks have predominantly syenogranite composition, but a variation to alkali-feldspar granite is recognized. These orthogneisses present two distinct petrographic and textural facies. The first one comprises medium-grained metagranites with pink color and blastoporphyratic, porphyroclastic and mylonitic texture (Fig. 6b). The second facies is pegmatitic (Fig. 6c).

A common characteristic of these rocks is the mylonitization, sometimes resulting in more than 50% of a matrix (protomylonites) resulting from

comminution accompanied by the formation of quartz and feldspar ribbons.

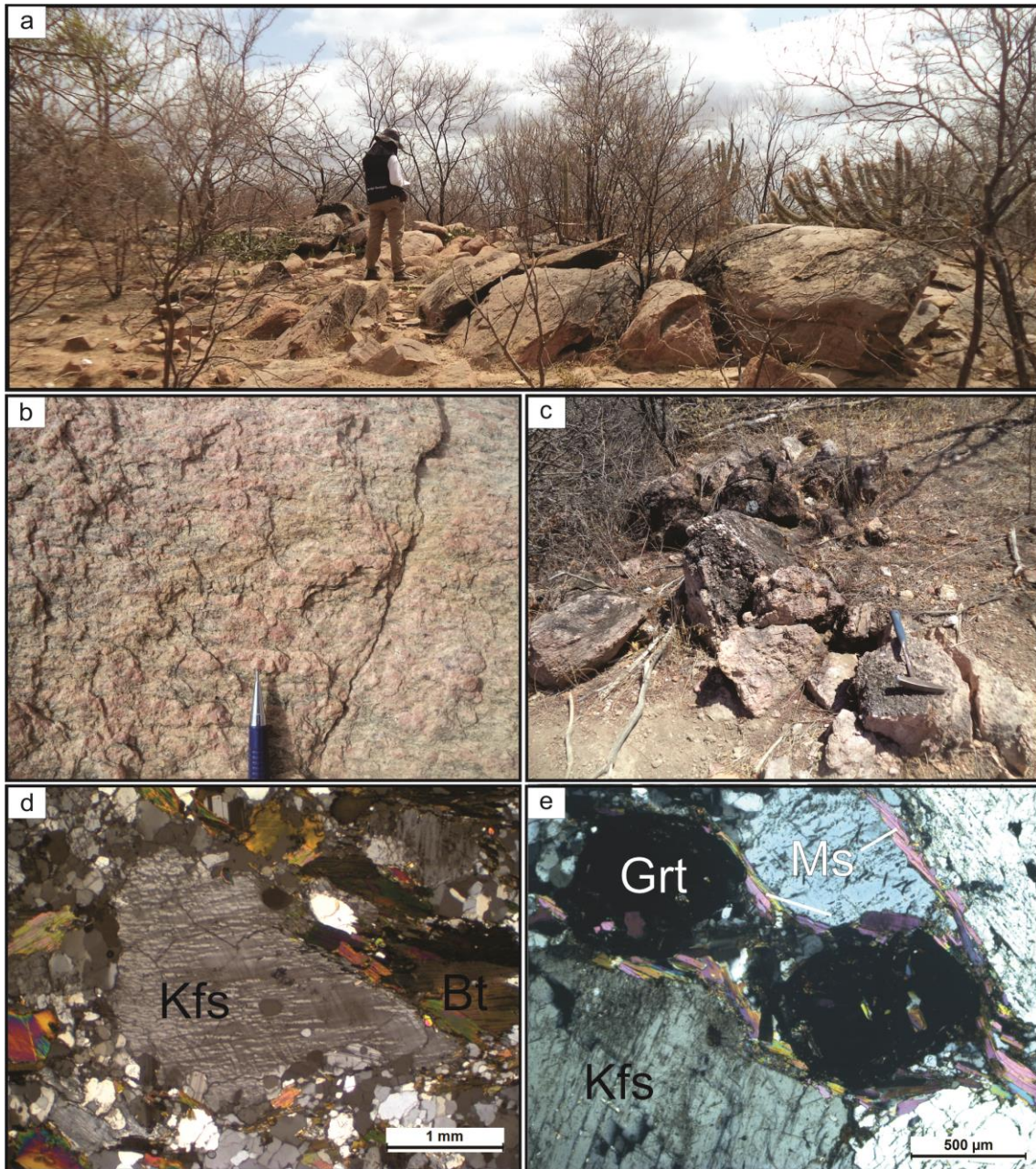


Fig. 6. a) General view of the syenogranite gneiss that crosscut the Granjeiro Complex rocks - JR-R-297; b) Detail of the syenogranite gneiss and its expressive presence of potassium feldspar - JR-R-297; c) Differentiated pegmatitic texture in syenogranite orthogneisses - JR-R-320; d) Photomicrography showing perthitic porphyroclasts (Kfs) and mafic minerals, such as biotite (bt), in the syenogranite gneiss. Transmitted light, cross polarizers, 4x magnification - JR-R-304; e) Photomicrography representing the thicker texture of the pegmatite facies. Close to the feldspar porphyroclasts (Kfs), garnet (Grt), and muscovite (Ms) crystals occur. Transmitted light, cross polarizers, 10x magnification - JR-R-325.

These rocks exhibit quartz, potassium feldspar, plagioclase, hornblende, epidote, biotite, and magnetite as the main constituents and allanite, titanite and zircon as accessory magmatic minerals.

Quartz crystals occur as fine granular to xenoblastic crystals, in general, recrystallized, as subgrains in corridors of deformation or as ribbons. Commonly quartz has undulose extinction. Coarser quartz crystals are related to the injection of quartz veins. Potassium feldspar, partially replaced by sericite, is present as subeuhedral and anhedral porphyroclasts with up to 4 cm and in the matrix. In the matrix, potassium feldspar is fine and anhedral. The perthite texture is a striking characteristic in some crystals of potassic feldspar (Fig. 6d, e). Plagioclase with the characteristic polysynthetic macla also occurs as porphyroclasts and thin crystals within the matrix. Its shape is xenomorphic, and its crystals also have quite irregular contacts. Porphyroclasts present thick granulation, but do not reach centimeter sizes such as potassium feldspar. Its anorthite content indicates the composition of albite to oligoclase. The hornblende crystals are always present in the rock matrix, have very fine granulation and are partially replaced by biotite and opaque.

Albite, microcline, magnetite, calcite, garnet, muscovite, fluorite, apatite, tourmaline, scapolite, chlorite, stilpnomelane and sulfides are some minerals resulting from hydrothermal alteration.

The absence of mafic minerals and the strong silicification, besides the albitization and potassic alteration, indicate a stronger hydrothermal alteration in the pegmatitic facies.

4.2. Hydrothermal Alteration

The metavolcanosedimentary sequence presents the chief evidence of hydrothermal alteration, which is spatially related to syenogranite gneiss bodies. In particular, the host metamafic rocks and the syenogranite gneiss itself are variably hydrothermally altered. The banded iron formations also present some evidence of metasomatism. The hydrothermal alteration types recognized in these rocks are described below.

Silicification – Incipient to intense, pervasive silicification is common in the syenogranite gneiss and metamafic rocks. Quartz replaces feldspar

porphyroclasts, obliterating the igneous texture previously preserved in the orthogneisses (Fig. 7a). Quartz also occurs as infilling in syntectonic veins. Quartz crystals show undulose extinction, serrated or straight contacts, subgrain formation, deformation bands, and ribbons.

Garnet–muscovite formation - In deformation corridors within the pegmatite facies of the syenogranite gneiss, interstitial garnet crystals and muscovite (Fig. 7b) are formed. Strong leaching of alkali content and relative increase of Al content in the system may be related to this process.

Albitization - Albite formation characterizes this stage of alteration. It occurs mainly as fine crystals on the edges of deformed feldspar porphyroclasts in the syenogranite gneiss. It is quite common in the neofomed albite the presence of chessboard texture. Scapolite also replaces plagioclase in this rock, characterizing sodic–(chlorine) metasomatism.

Potassic alteration - It is the most remarkable modification in the syenogranite gneiss. Potassium feldspar replaces the feldspar porphyroclasts along fractures and their rims. Locally, hydrothermal K feldspar completely replaces igneous feldspar, resulting in new crystals with a cloudy appearance. Biotite crystals form from the amphibole change, at their rims or as an overgrowth. The formation of magnetite in the syenogranite gneiss was associated with the potassic alteration, resulting in the mineral association of potassic feldspar–biotite–magnetite (Fig. 7c, d).

Carbonatization - This process of alteration occurs in a later phase, but was also coeval to ductile deformation on the rock. This type of alteration is present in all lithotypes of the metavolcanosedimentary sequence. Calcite infills veinlets that accompany the mylonitic foliation. Also, calcite occurs in breccias (Fig. 7e, f). The most intense process involves the pervasive alteration with the replacement of hornblende by calcite crystals.

Sulfide formation - Sulfide formation was one of the last stages of hydrothermal activity. Sulfides occur widely on the garnet and magnetite rims, and also filling fractures and in the breccia matrix associated with ductile-brittle structures. Sulfides present in the syenogranite gneiss include pyrite, chalcopyrite, and pyrrhotite (Fig. 7g, h).

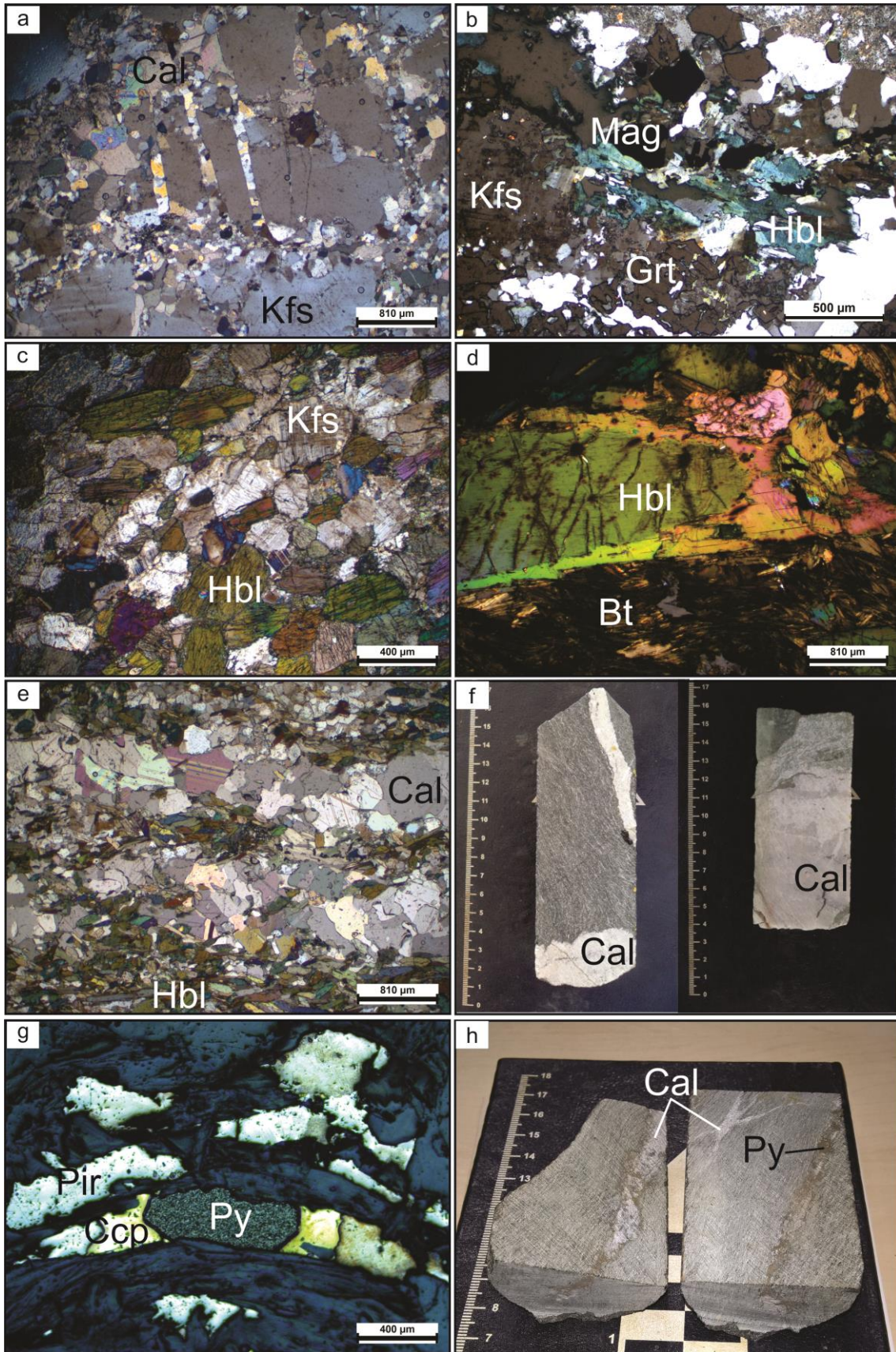


Fig. 7. a) Feldspar (Kfs) pseudomorphs fractured and totally replaced by quartz associated with calcite (Cal). Transmitted light, cross polarizers, magnification 4x - JR-R-341I; b) Replacement

of feldspar (Kfs) and hornblende (Hbl) by garnet (Grt) and magnetite (Mag). Transmitted light, cross polarizers, 10x magnification - JR-R-342A; c) Potassic alteration, represented by crystallization of potassic feldspar (Kfs), in hornblende-rich (Hbl) metamafic rocks. Transmitted light, cross polarizers, 10x magnification - JR-R-324B; d) Photomicrography of metamafic rock with hornblende (Hbl) crystal replaced by biotite (Bt) in its rims. Transmitted light, cross polarizers, 4x magnification - JR-R-345E; e) Carbonatization in mafic rock with calcite (Cal) accompanying the mylonitic foliation. Transmitted light, cross polarizers, 10x magnification - JR-R-341A; f) Calcite vein (Cal) and zones of pervasive carbonate alteration; g) Photomicrography with sequential crystallization of sulfides, initially forming pyrite (Py), transitioning to chalcopyrite (Ccp) and pyrrhotite (Pir), following the mylonitic foliation. Reflected light, magnification 10x - JR-R-345E e; h) Sulfides (Py) and calcite (Cal) in veinlets in amphibole-rich samples.

Sericitization – Sericitization occurs principally in feldspar porphyroclasts, which can be almost completely altered. The final product of sericitization is the association of sericite–muscovite–epidote.

4.3. Sulfur Isotope Analysis

For the analysis of sulfur isotopes, five pyrite samples from metamafic rocks were selected (Table 1). Pyrite is late since it fills fracture systems that cut the host rocks and the syenogranite gneiss.

The $\delta^{34}\text{S}$ values vary from -3.11 to 2.03‰ (Table 1; Fig. 8). The small isotopic variation may be indicative of a single source of sulfur. According to Ohmoto & Rye (1979), values of $\delta^{34}\text{S}$ close to zero are consistent with a deep-seated sulfur source. Chaussidon & Lorand (1990) attribute to mantle sources the isotopic values of $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 3 \text{‰}$. Therefore, the results obtained in the pyrite samples converge to a magmatic source. It may be related to the exsolution of magmatic sulfur-bearing fluids from igneous intrusion or even sulfur leaching from magmatic rocks during fluid-rock interaction processes.

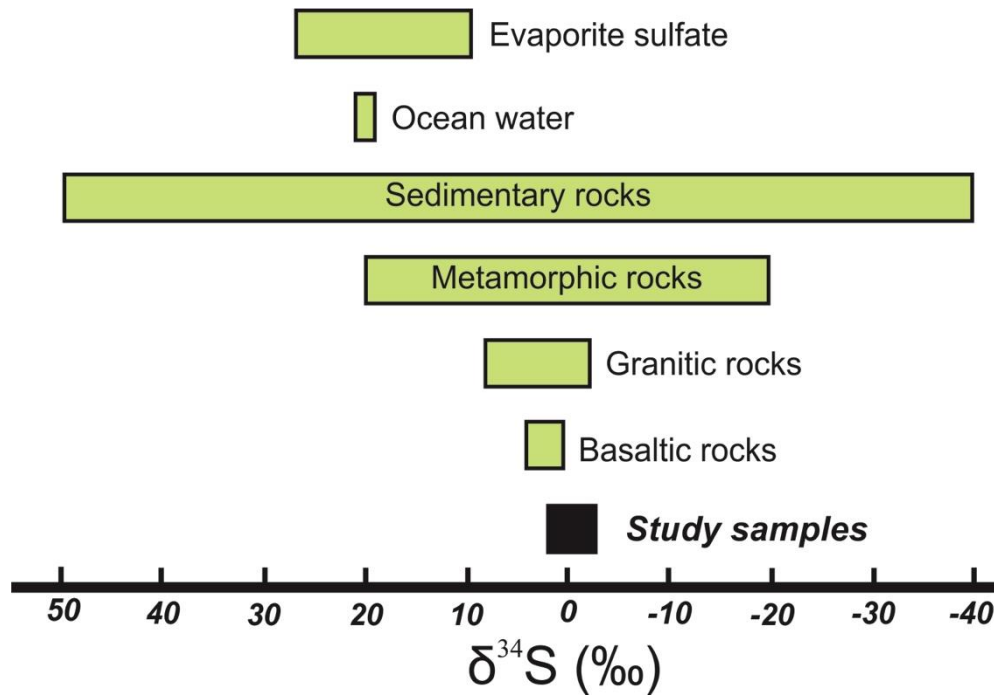


Fig. 8. $\delta^{34}\text{S}$ values in importante sulfur reservoirs and its comparison with the sulfur isotope composition of the analysed pyrite (Hoefs, 2009).

Table 1. Sulfur isotope composition of pyrite from the selected amphibolite samples of the Granjeiro Complex.

Sample	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ V-CDT	Mineral	Rock	Unity
JR-R-334	-2,32	Pyrite	Veins in metamafic rock - Amphibolite	Metavolcanosedimentary sequence - Granjeiro Complex
JR-R-343	2,03	Pyrite	Veins in metamafic rock - Amphibolite	Metavolcanosedimentary sequence - Granjeiro Complex
JR-R-345A	1,34	Pyrite	Veins in metamafic rock - Amphibolite	Metavolcanosedimentary sequence - Granjeiro Complex
JR-R-345D	-3,11	Pyrite	Veins in metamafic rock - Amphibolite	Metavolcanosedimentary sequence - Granjeiro Complex
JR-R-347	***	Pyrite	Veins in metamafic rock - Amphibolite	Metavolcanosedimentary sequence - Granjeiro Complex

4.4. Lithochemistry

4.4.1. TTG Orthogneisses

The samples of TTG orthogneisses showed a significant variation in SiO_2 content (59.87 to 71.16%). These rocks also have high values of Na_2O (3.51 to 5.47%), CaO (1.5 to 6.75%) and Al_2O_3 (14.35 to 18.68%), moderate K_2O content (0.59 to 4.47%), and low concentrations of MgO , P_2O_5 , TiO_2 , and MnO . The $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio varies between 0.81 and 2.05, with a mean value of 1.12.

The ternary diagram of synthetic classification of the Late Archean granitoids by Laurent et al. (2014) was used to subdivide the samples according to petrogenetic processes of origin (Fig. 9a). This diagram is quite effective in discriminating the different types of granitoids in a TTG complex. Samples with TTG affinity tend to the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ pole, while the biotite granites plot in the field

near the A/CNK, and sanukitoid rocks concentrate on the FMSB member. In this way, the orthogneiss samples from the Granjeiro Complex were subdivided into these three different sets. Two samples had TTG affinity (represented by the black color in Figures 9 and 10); a sample has a sanukitoid affinity (blue staining), while a larger set of samples represent biotite-bearing granites, plotted in red. The predefined fields are based on the averages presented by Laurent et al. (2014) for each component lithotype of the TTG rocks.

Figure 9b shows the ternary diagram $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ vs. 3CaO vs. $5(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, which was used to characterize the magmatic nature of the rocks. The TTG rocks present chemical characteristics of magmas generated by melting of low-K mafic rocks. Biotite granites present an evolutionary pattern indicative of the melting of tonalite and high-K mafic rocks. This latter source can also be associated with the sanukitoid rock. The O'Connor diagram (1965) shows that the TTG rocks present tonalitic-trondhjemitic composition, whereas the biotite granites, more evolved, have a granodioritic to a granitic composition. The sanukitoid rock presents granodioritic composition (Fig. 9c).

The MALI index binary diagram of Frost et al. (2001), which relates the contents of SiO_2 and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (wt.%) indicates a calcic and calc-alkaline affinity to TTG samples. The biotite granite has a more potassic composition, resulting in a predominant alkali-calcic composition (Fig. 9d).

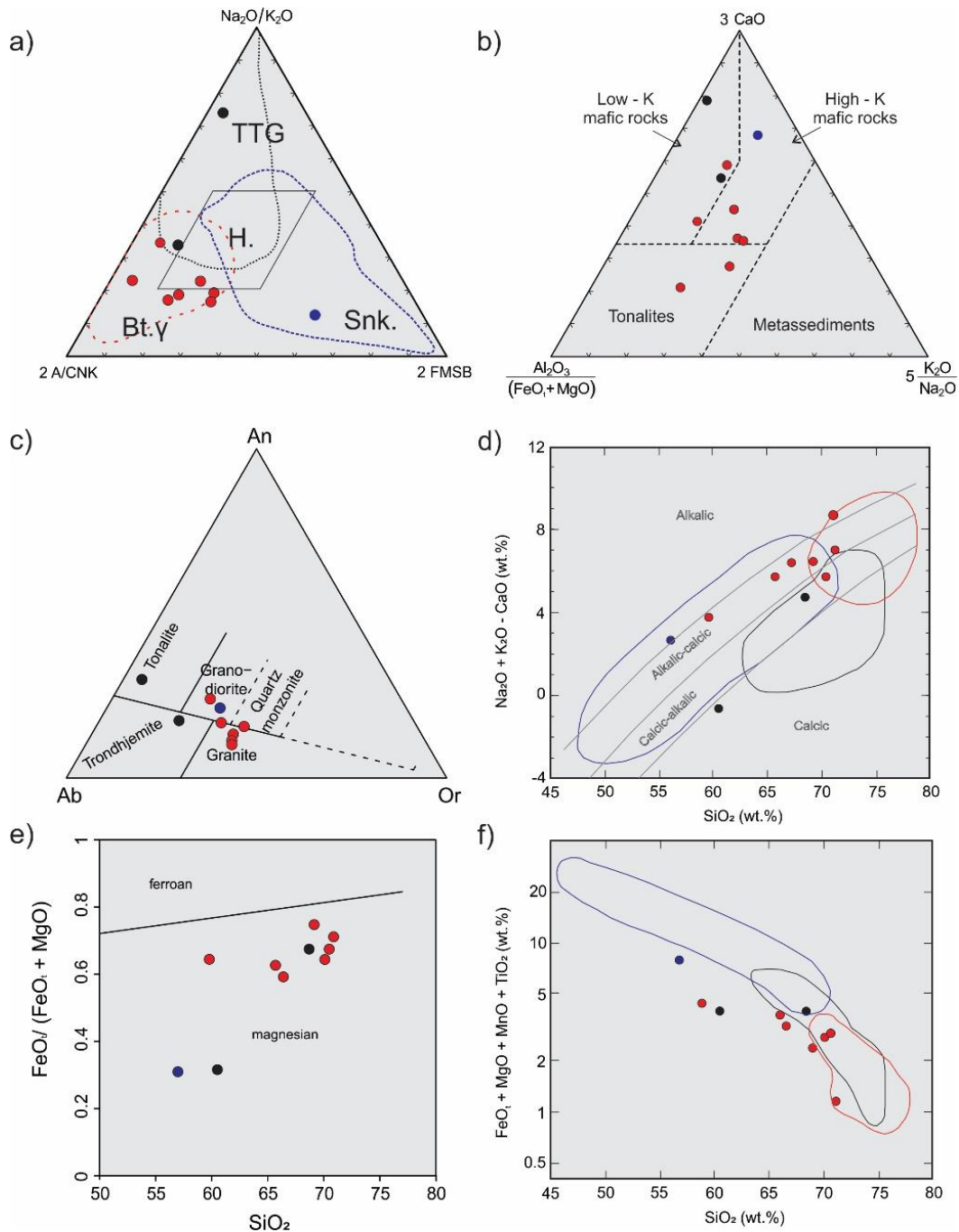


Fig. 9 – Binary and ternary diagrams showing composition in terms of major elements of the orthogneisses of the Granjeiro Complex. a) Ternary classification diagram of Laurent et al. $(\text{Sr} + \text{Ba}) (2) (\text{FeOt} + \text{MgO}) \text{ wt.} \% * (\text{Sr} + \text{Ba})$ in the case of Late Archean granitoids: $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} - 2 * \text{A/CNK}$ $(\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \text{ wt.} \%)$. The discriminated color fields are averages presented by the authors for cratons consisting of previously studied TTG complexes. Caption: Snk. - sanukitoid; Bt. γ = biotite granite; H. = hybrid rocks; b) Ternary diagram $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO}) \times 3\text{CaO} \times 5(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$. The fields represent the composition of magmas derived from potential sources; c) Classification diagram (feldspar) by O'Connor (1965); d) Diagram MALI index $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) \text{ wt.} \%$ Frost et al. (2001); e) Binary diagram $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs SiO_2 ; f) Binary diagram $\text{FeO}_1 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (wt.%) vs SiO_2 (wt.%).

MgO) x SiO₂ (Frost et al., 2001); f) Diagram FeOt + MgO + MnO + TiO₂ (mafic sum) x SiO₂. Black samples - TTG rocks; in red - biotite granites; in blue - sanukitoid rock.

All the samples are classified as magnesian (Fig. 9e), based on the binary diagram SiO₂ vs. FeO/(FeO + MgO). Fig. 6f shows a negative correlation between SiO₂ vs. FeO + MgO + MnO for the studied samples.

The TTG rocks present a considerable variation in the Σ ETR values, with values between 67.17 ppm to 344.43 ppm and a mean of 243.99 ppm. Eu/Eu* values (0.62 to 0.97; mean of 0.8) indicate the absence of Eu anomaly or small negative anomalies in the TTG and sanukitoid samples and moderate negative anomalies in the biotite granite samples. The (La/Yb)_N varies between 9.78 and 139.12 (mean of 47.22) and reveals strong LREE (light rare earth elements) fractionation concerning HREE (heavy rare earth elements). When standardized to the chondrite (Boynnton, 1984), a slightly positive Ce anomaly is observed only for the sanukitoid sample, whereas moderately negative Ce anomalies characterize some biotite granite samples (Fig. 10a).

The pattern of trace element distribution (Fig. 10b) shows remarkable negative P and Ti anomalies and less expressive Nb and Ta negative anomalies. In contrast, the samples presented enrichment in some elements with strong crustal affinity, such as Th, Pb, U, Cs, and Rb, notably in the biotite granites.

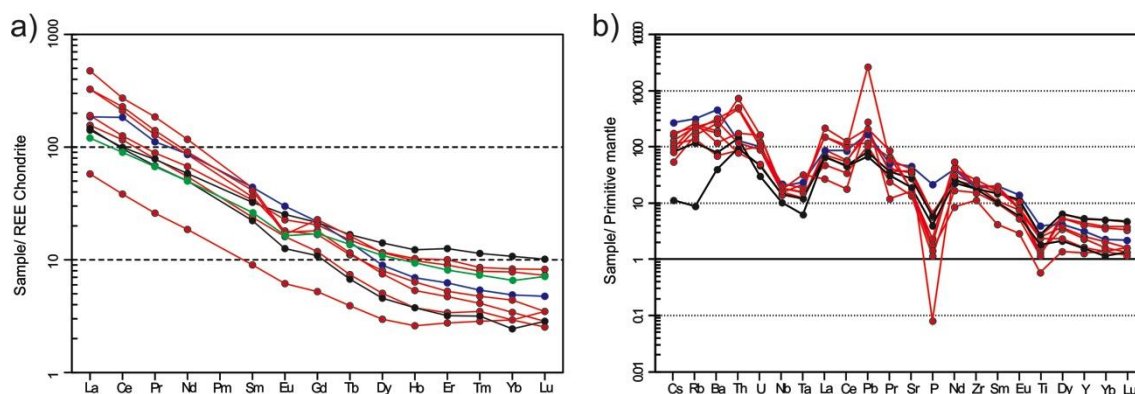


Fig. 10. Geochemistry of rare earth and trace elements for Archean rocks. a) Multi-elementary pattern for rare earth elements normalized according to chondrite (Boynton, 1984). In green, mean values of REE values of "gray gneisses" presented by Moyen & Martin (2011) and; b) Multi-elemental pattern for trace elements normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995).

Figs. 11a, b shows the correlation between trace elements in the Y vs. Sr/Y and Yb vs. La/Yb diagrams exhibit inversely proportional values for the concentrations present in the samples. The Pearce et al. (1984) diagram show that the chemical signature of the TTG rocks is similar to those of magmatic arc setting (Fig. 11c). The Sr vs. Y diagram correlates the ratio values of these elements with the depth of origin of the magma. The samples plot mainly in the low-pressure region, transitioning to medium pressure magma generation environments (Fig. 11d).

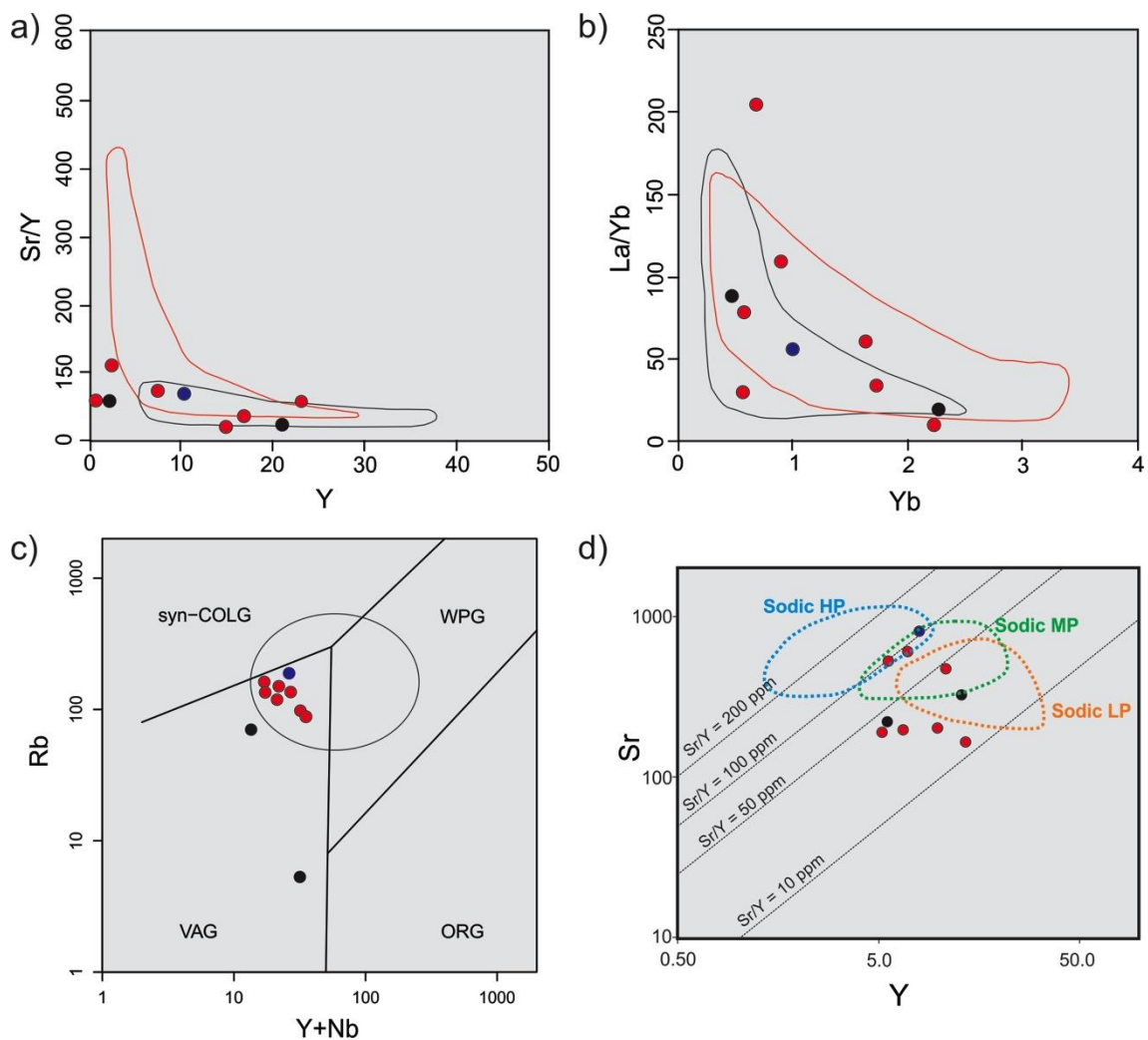


Fig. 11. a) Diagram Y vs. Sr/Y; b) Binary diagram Yb vs. La/Yb; c) Y + Nb x Rb tectonic discrimination diagram of Pearce et al. (1984); d) Diagram Sr vs. Y of Moyen (2011) for conditions of magma generation at HP (High Pressure), MP (Medium Pressure) and LP (Low Pressure) for TTG rocks.

4.4.2. Syenogranite Gneiss

The syenogranite gneiss samples have high SiO₂ (69.4 to 77.8%), alkalis (Na₂O = 2.53 to 6.5%; K₂O = 1.69 to 5.67%) and Al₂O₃ (12 to 17.8%) contents, and low concentration of CaO, MgO, P₂O₅, TiO₂, e MnO. There is a subtle difference in the amount (%) of K₂O relative to the Na₂O (%) values, thus defining the median Na₂O / K₂O <1 ratio (0.96).

The classification based on the percentage of major elements indicates a granite composition (Fig. 12a) in the TAS diagram of Middlesmost (1994). In general, these rocks are metaluminous to peraluminous (Na₂O-Al₂O₃-K₂O molar diagram; Fig. 12b). According to Hastie et al. 2007 (Fig. 12c) they fall into the field of the high-K or shoshonitic calcic-alkaline rocks. Their high FeOt/(FeOt + MgO) ratios, varying from 0.86 to 1.99, indicate a ferroan composition (Fig. 12d) in the FeOt/(FeOt + MgO) vs. SiO₂ diagram of Frost et al. (2001).

Syenogranite gneiss presents ΣREE values between 228.88 ppm to 563.12 ppm and an average of 331.65 ppm. Eu/Eu* values (0.19 to 0.57; mean of 0.44) indicate strong negative Eu anomalies. The ratio (La/Yb)_N varies between 0.76 and 5.38 (mean of 2.28) and reveals incipient enrichment in LREE compared to HREE. When normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), the syenogranite gneiss exhibits positive Ce anomaly in some samples (Fig. 13a). In the spider diagram (Fig. 13b) for trace elements normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), the granites present enrichment in Rb, Th, Ta, Nb, Nd, Y and Yb, indicating high contents of LILE and HFSE, in addition to strong Ti impoverishment, while Sr and P elements approach the unit line.

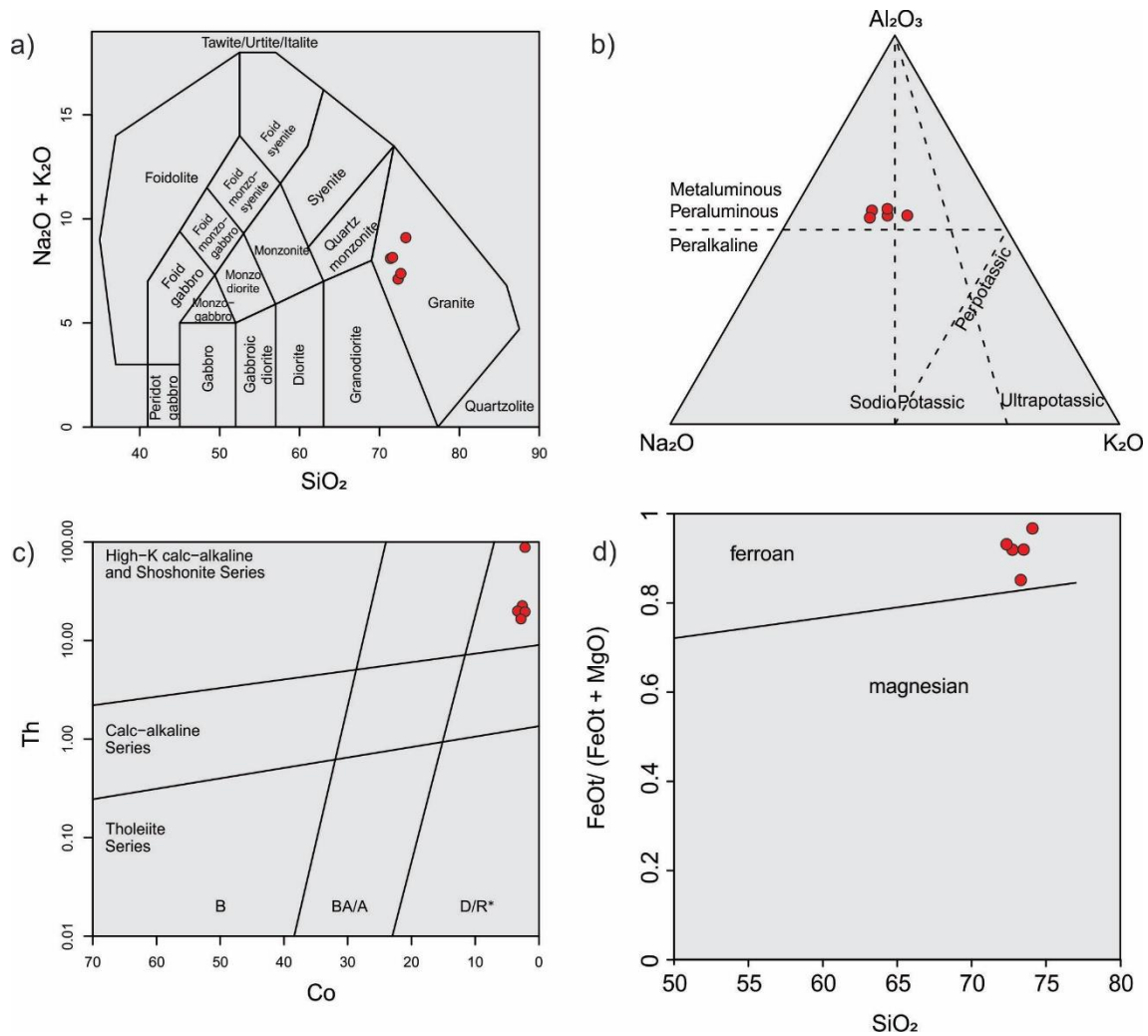


Fig. 12. a) Diagram of variation Na₂O + K₂O vs. SiO₂ from Middlemost (1994); b) Na₂O–Al₂O₃–K₂O molar diagram; c) Th vs. Co by Hastie et al. (2007); d) FeOt/(FeOt + MgO) vs. SiO₂ (Frost et al., 2001).

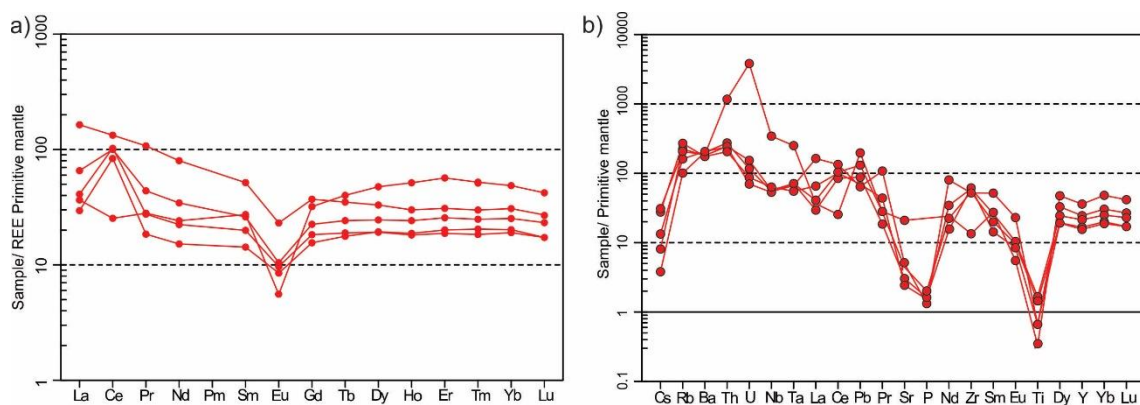


Fig. 13b. Spider diagrams normalized in relation to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), for a) rare earth elements and; b) trace elements.

The Zr vs. 10000*Ga/Al diagram of Whalen (1987) was used to characterize the origin of the original magma of the syenogranite gneiss (Fig.

14a). In this way, all the samples plot in the field of A-type rocks. Using the ternary diagram Y vs. Nb vs. Ce plot of Eby (1992), these rocks fall into the field of A2 type granites (Fig. 14b). The high Y/Nb ratio of these rocks indicates that they were generated by partial melting of the preexisting crust (Fig. 14c). This interpretation is corroborated by the binary Rb vs. (Y + Nb) diagram for tectonic discrimination from Pearce et al. (1984), in which the samples plot in the WPG (within plate granite) field and some coincide with the POG (post-collisional granite) field (Fig. 14c). In the Batchelor & Bowden (1985) multivalent diagram R1-R2 (Fig. 14d) these rocks plot at the boundary between post-orogenic and non-collisional fields.

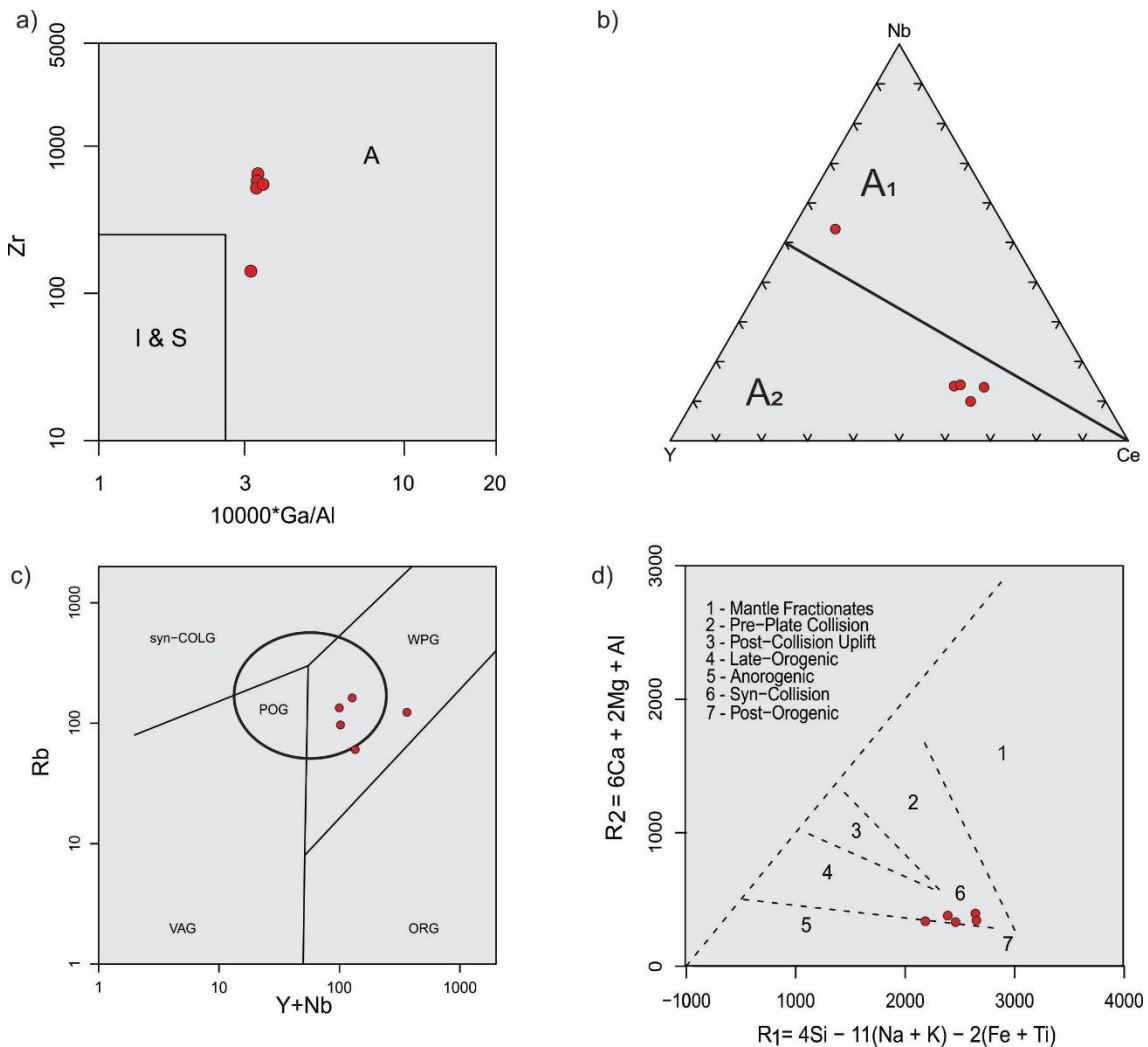


Fig. 14. a) Diagram Zr vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen, 1987); b) Ternary diagram Y–Nb–Ce (Eby, 1992); c) Diagram Rb–(Y + Nb). VAG = volcanic arc granites (Pearce, 1983); ORG = oceanic granites; Syn-COLG = sin-collisional granite, WPG = within plate granite; and POG = post-collisional granite and; d) Diagram R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985).

4.4.3. Metamafic and metaultramafic rocks

The metamafic volcanic rocks of the Granjeiro Complex have higher SiO₂ (46.1 to 55.1%) and Al₂O₃ (10.1 to 17.3%) contents than the metaultramafic rocks (SiO₂ = 44.7 to 51.4%; Al₂O₃ = 4.55 to 7.47%). In relation to the MgO content, the metaultramafic rocks show higher values (18.1 to 20.5%) in comparison to those of metamafic ones (5.99 to 11.5%). The contents of Fe₂O₃ (metaultramafic rock: 9.31 to 15.3%, metamafic rock: 7.52 to 16.2%), CaO, and MnO are similar for both rocks. The metaultramafic rock also contains smaller amounts of TiO₂, Na₂O, K₂O, and P₂O₅.

In the AFM diagrams of Irvine & Baragar (1971), Nb/Y vs. Zr/P₂O₅ diagram (Floyd and Winchester, 1975) and in the diagram of Jensen (1976) (Figures 15 a, b, c), the metamafic rocks of the Granjeiro Complex show affinity with high-Fe tholeiitic basalts, while the metaultramafic rocks show transitional composition from that of komatiitic basalt to komatiite.

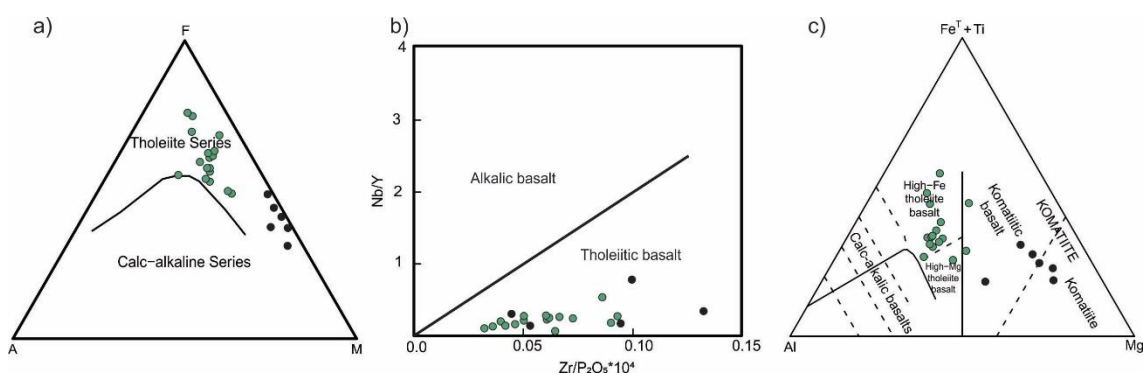


Fig. 15. a) AFM diagram of Irvine & Baragar (1971) discriminating a trend of tholeiitic affinity for the Granjeiro metamafic rocks; b) Diagram Nb/Y vs. Zr/P₂O₅ (Floyd and Winchester, 1975); c) Ternary Al vs. Fe^T + Ti vs. Mg diagram (Jensen, 1976). Black samples: metaultramafic rocks; Green: metamafic rocks.

The metamafic rocks have Σ REE values between 23.35 ppm to 107.92 ppm and average of 53.72 ppm. In the metaultramafic rocks, the values of Σ REE vary from 36.84 ppm to 94.17 ppm, with an average of 60.11 ppm. Eu/Eu* values indicate strong negative Eu anomalies, which are more pronounced in metaultramafic rocks (0.57 and 0.83; mean of 0.76). In the mafic rocks, the Eu anomalies are insignificant in most samples, however significant negative and positive Eu anomalies are present in few samples (Eu/Eu* = 0.12 to 1.37; mean of 0.97; Fig. 16). The (La/Yb)_N ratio of the metaultramafic rocks

varies between 3.63 and 6.04 (mean of 4.8) and reveals greater enrichment in LREE compared to HREE than in the metamafic rocks $[(La/Yb)_N = 1.27 \text{ to } 6.75]$; average of 2.96]. When normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), metaultramafic and metamafic rocks also show negative Ce anomalies (Fig. 16a), reflecting the general behavior of the volcano-exhalative sedimentary environment.

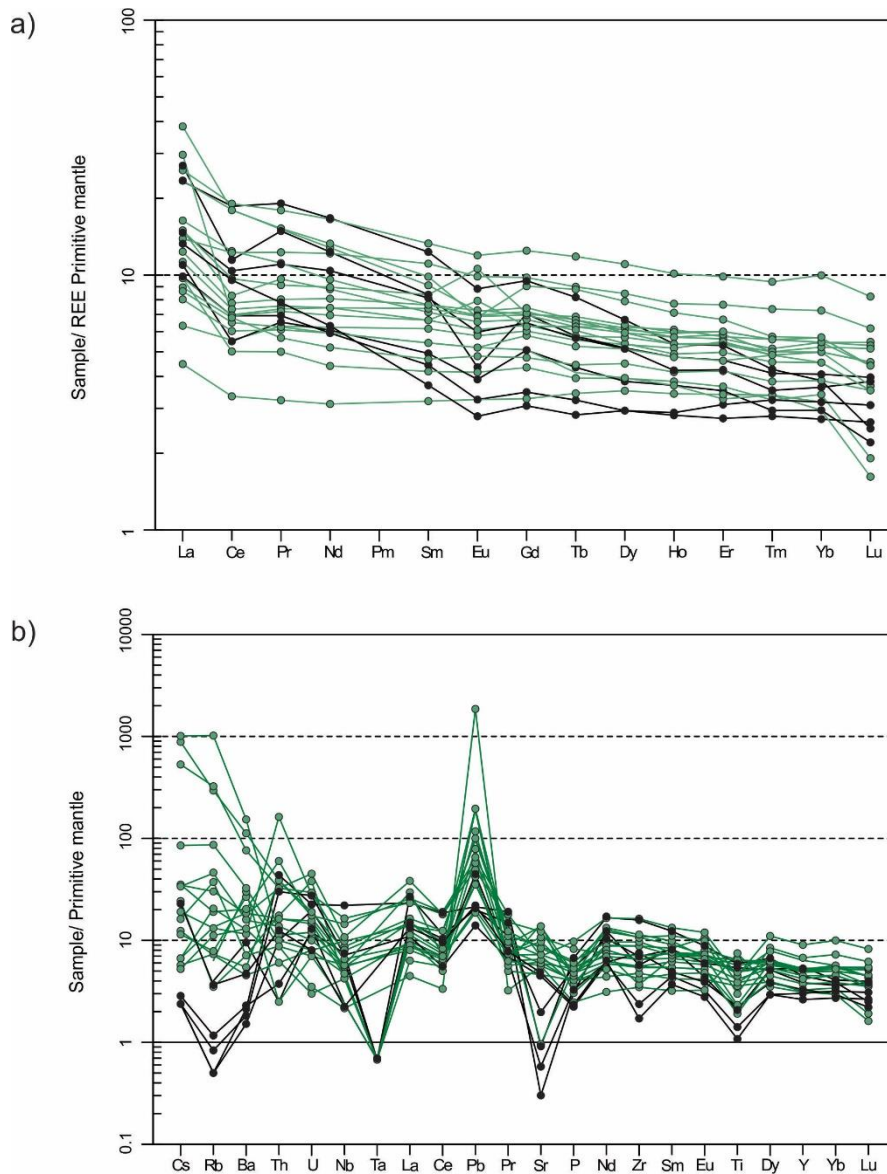


Fig. 16. Spider diagram for a) REE and; b) trace elements for the metamafic and metaultramafic rocks of the Granjeiro Complex normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995). Black samples: metaultramafic rocks; green samples: metamafic rocks.

A similar pattern of enrichment of trace elements to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995) is observed in the two sets of lithotypes. However,

the metaultramafic rocks have a strong impoverishment in LILE (K, Rb, Cs, Sr, and Ba) elements, while in the metamafic rocks the LILE group shows very positive values. The HFSE group has significant enrichment, mainly in elements such as Pb, Th, and U in both metaultramafic and metamafic rocks (Fig. 16b). However, several metaultramafic and mafic rock samples also have negative Ta anomalies.

In the Pearce et al. (1977), Mullen (1983), and Pearce (1983) tectonic discriminant diagrams (Figs 17a, b, c), metabasalt and metagabbro of the Granjeiro Complex indicates their formation in an island arc environment.

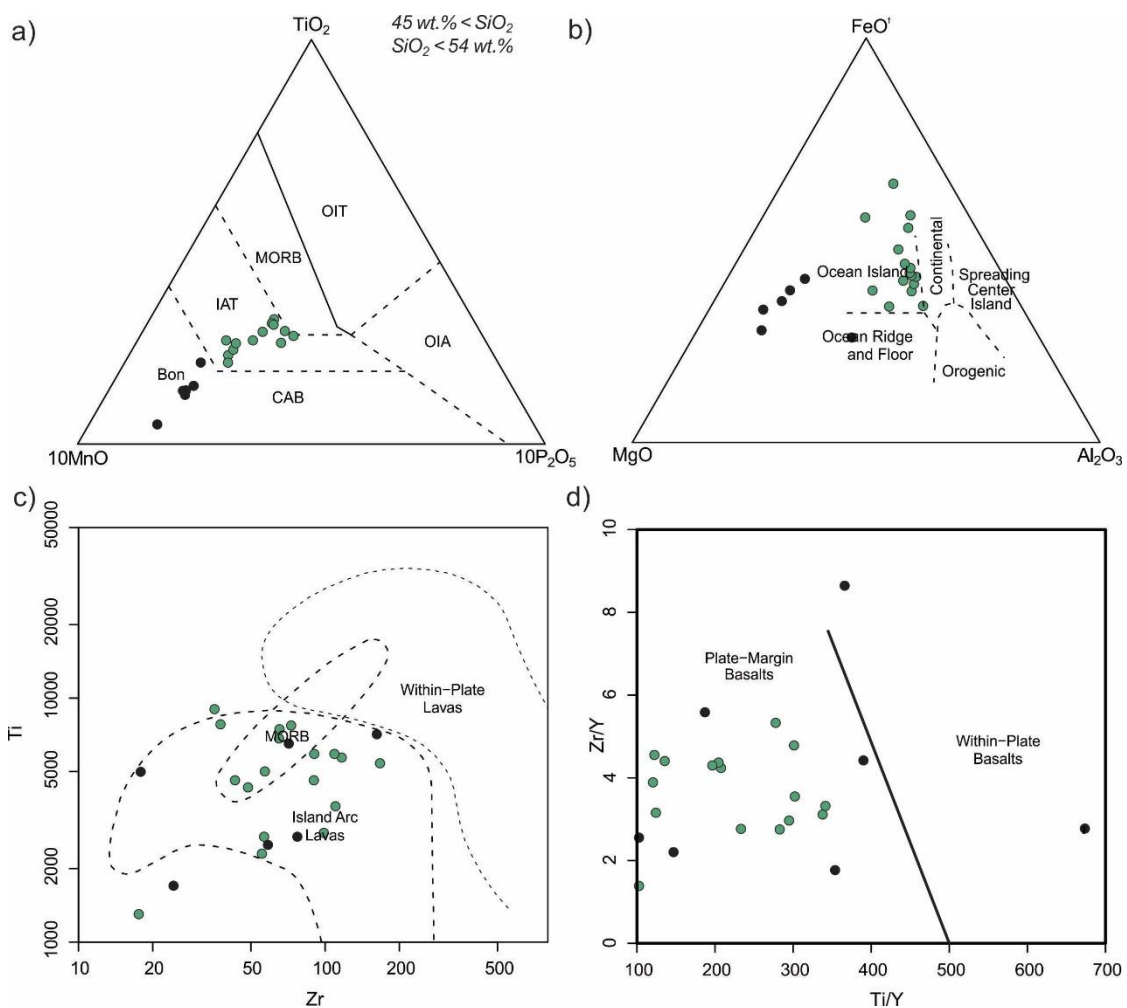


Fig.17. a) Tectonic discriminant diagrams for the metamafic and metaultramafic rocks of the Granjeiro Complex. a) Mullen (1983) diagram. IAT = tholeiite of island arcs and CAB = calc-alkaline basalt; b) Geotectonic diagram of Pearce et al. (1977); c) Pearce (1982) Zr vs. Ti binary diagram; d) Ti/Y vs. Zr/Y diagram of Pearce & Gale (1977).

The metaultramafic rocks have a composition similar to that of boninites or calc-alkaline magmas, transitioning to mafic rocks generated in island arcs. Fig.17d indicates for all mafic and ultramafic rocks similarity with plate margin basalts.

4.4.4. *Banded Iron Formation (BIF)*

Sixteen representative BIF samples have SiO₂ contents ranging from 37 to 50% and Fe₂O₃ values between 41 and 67%. Except for iron oxide (FeO_t), all other major elements present a low percentage in the composition of the BIF. MgO contents (up to 2.5%) and CaO (up to 2.2%) contents are higher in amphibole-bearing iron formations. The Al₂O₃ (0.23 to 4.3%), MnO (0.03 to 0.51%), and P₂O₅ (0.033 to 0.13%) contents are low.

Trace elements in iron formations (Fig. 18a) were normalized to the primordial mantle diagrams (McDonough and Sun, 1995) and PAAS (Taylor and McLennan, 1985). In the Fig. 15a, the BIF samples present enrichment in LILE elements, such as Cs, Ba, U, Pb, La, and Y (except Sr). Strong negative anomalies of HFSE elements (Th, Nb, Ta, Zr, and Ti) were observed. Fig. 18b reflects the accentuated impoverishment of trace elements by at least an order of magnitude over the standard PAAS data. Elements, such as Rb, Ba, and La present greater concentration variation among samples, but always lower than the unity concentration.

The REE diagram (Fig. 18c) normalized to PAAS (Post Archean Australian Shale) indicate low LREE and HREE values, which represent a common characteristic of Archean iron formations. The ΣREE values range from 10.4 ppm to 100.51 ppm, with an average of 28.08 ppm. The (La/Yb)_N ratio ranges from 0.63 to 2.71 (average of 1.14), indicating a slight LREE enrichment in few samples and a predominantly flat pattern. The Eu/Eu* values indicate weak Eu positive anomalies between 1.0 and 1.14 and a mean of 1.07. However, negative Ce anomalies are observed.

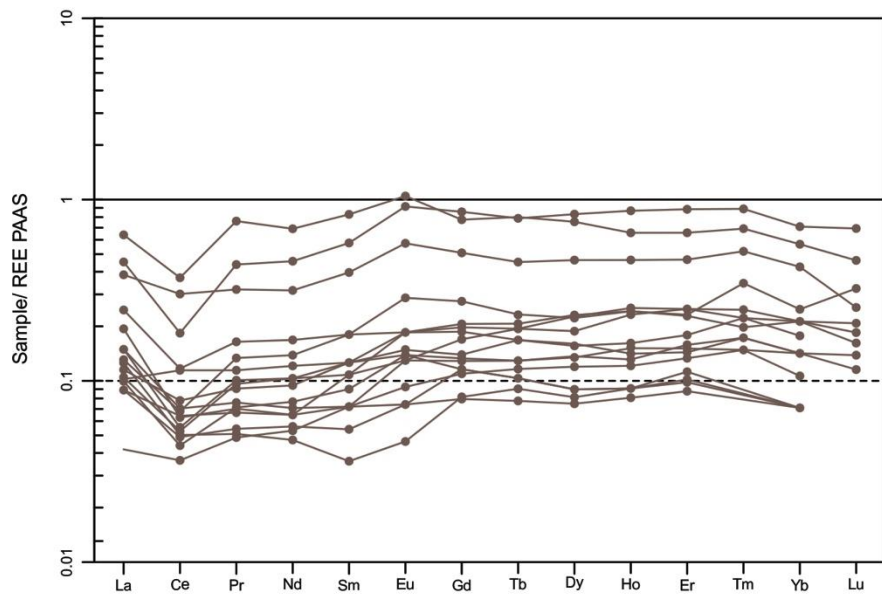
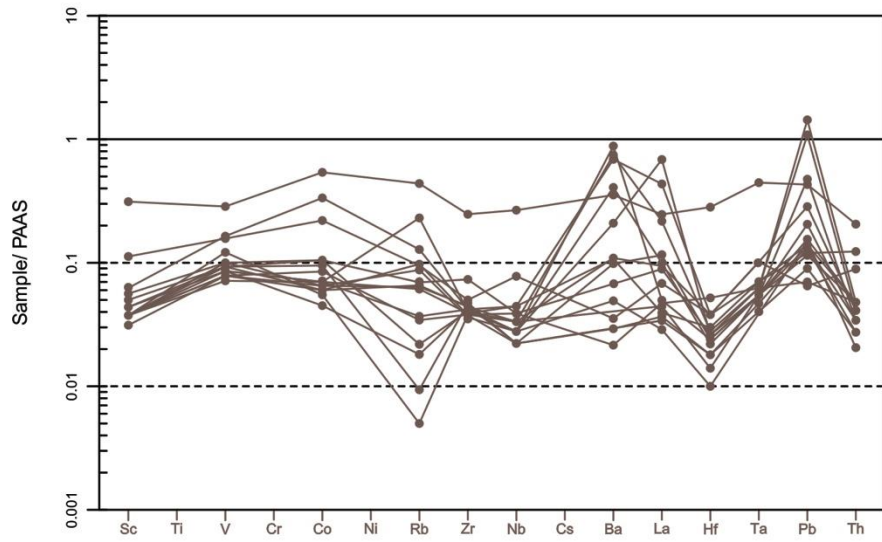
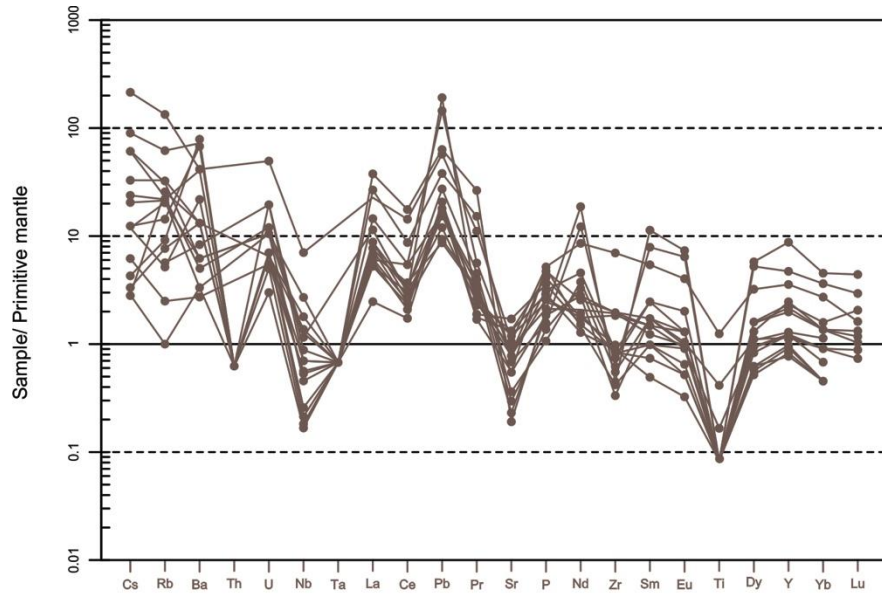


Fig. 18. a) Spider plot for trace elements in banded iron formations normalized to the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995); b) Traces elements in banded iron formations normalized to PAAS (Taylor and McLennan, 1985); c) REE pattern for iron formations normalized to PAAS (Taylor and McLennan, 1985).

4.1. U–Pb Geochronology

The U-Pb geochronological data in zircon for the Granjeiro Complex samples are presented in appendices 5 to 8. The cathodoluminescence images of Fig. 19 show selected zircon crystals for analysis.

4.1.1. TTG Orthogneisses

The sample CB-03 is representative of the TTG rocks. It refers to a migmatitic TTG with tonalitic mesosome and granitic leucosome. The leucosome was used for dating due to the possibility of providing more information about its deformational and metamorphic history. The obtained zircon grains, in general, are well formed, angular to subangular and have dimensions of 110 to 250 μm (Fig. 19a). A few crystals have metamorphic zoning related to thermal events after crystallization. The analysis of the zircon grains of this sample resulted in two discordant ages. An upper intercept in 3.349 ± 15 Ma (MSWD = 0.62) was interpreted as the crystallization age of the tonalite protolith. A second upper intercept is defined by a smaller number of spots in $1,941 \pm 27$ (MSWD = 1.04; Fig. 20a).

4.1.2. Syenogranite Orthogneisse

Two samples of syenogranite orthogneiss were dated by LA-ICP-MS U-Pb method in zircon. The first dated sample (JR-333) represents medium- to coarse-grained facies, with pink coloration, and with potassium feldspar porphyroclasts. The selected sample had few zircon crystals, many of which were fractured and, generally, have corroded edges and hypidiomorphic to xenomorphic forms. Its grains have dimensions between 80 and 140 μm (Fig. 19b). The U/Th ratio varies from 0.09 to 1.28, suggesting a probable igneous origin for these grains. A concordant age of $2,628.4 \pm 8$ Ma (MSWD = 4.87) was interpreted as the crystallization age of the protolith (Fig. 20b).

The second sample (JR-289A) corresponds to pegmatitic facies of the syenogranite orthogneiss.

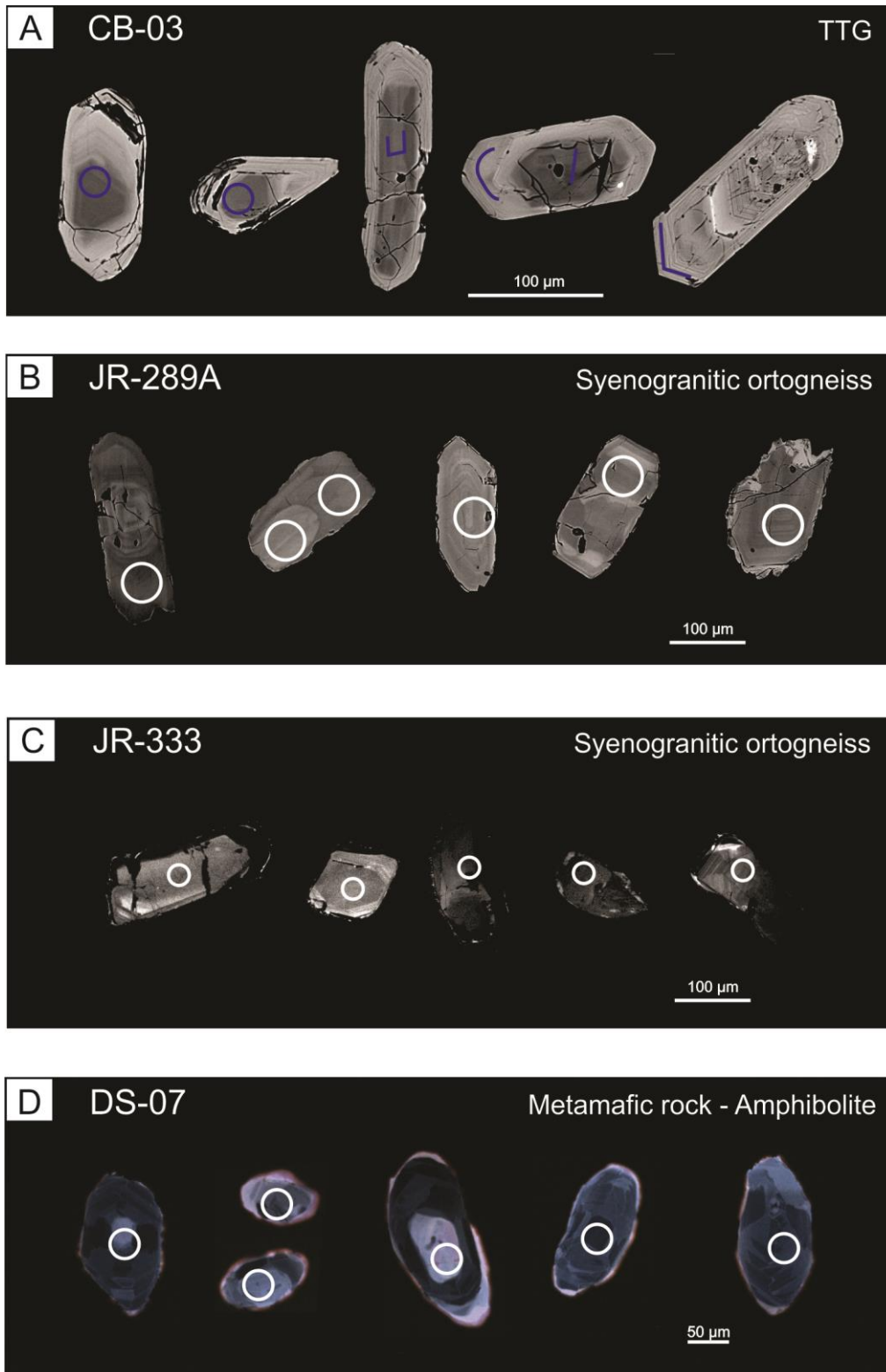


Fig. 19. Cathodoluminescence images showing zircon grains from TTG gneiss (CB-03), syenogranite gneiss (JR-289A and JR-333), and amphibolite (DS-07).

The zircon crystals of this sample, in general, have corroded edges and are very metamictized. Their forms are hypidiomorphic to xenomorphic. Few crystals show zoning. Their dimensions range from 90 to 220 μm (Fig. 19c). Curiously, this sample is the one that presented the greatest age variation. A set of zircon grains defined a concordant age of $2,651.8 \pm 8.9$ Ma (MSWD = 1.5). It was interpreted as the crystallization age of the protolith (Fig. 20c), which is compatible with the age presented by the JR-333 sample. However, three other sets of zircon grains define other three concordant ages, interpreted as related to metamorphic events during the Riaccian-Staterian at $2,163.6 \pm 7.5$ Ma (MSWD = 2.9), $2,106 \pm 12$ Ma (MSWD = 0.01), and $1,759 \pm 34$ Ma (MSWD = 5.2).

4.1.3. Metamafic rock of the Granjeiro metavolcanosedimentary sequence

The sample DS-07 represents an amphibolite of the Granjeiro metavolcanosedimentary sequence. It has a green color and fine- to medium-grained equigranular texture and is composed mainly of hornblende crystals. Its crystals of zircon are subrounded and limpid, without the presence of fractures or evidence of metamictization. Their diameter ranges from 70 to 220 μm (Fig. 19d). In the Concordia Age diagram, the analyzed zircons define a concordant age at $2,200.1 \pm 4.2$ (MSWD = 0.22), interpreted as the age of metamorphism and deformation (Fig. 20d).

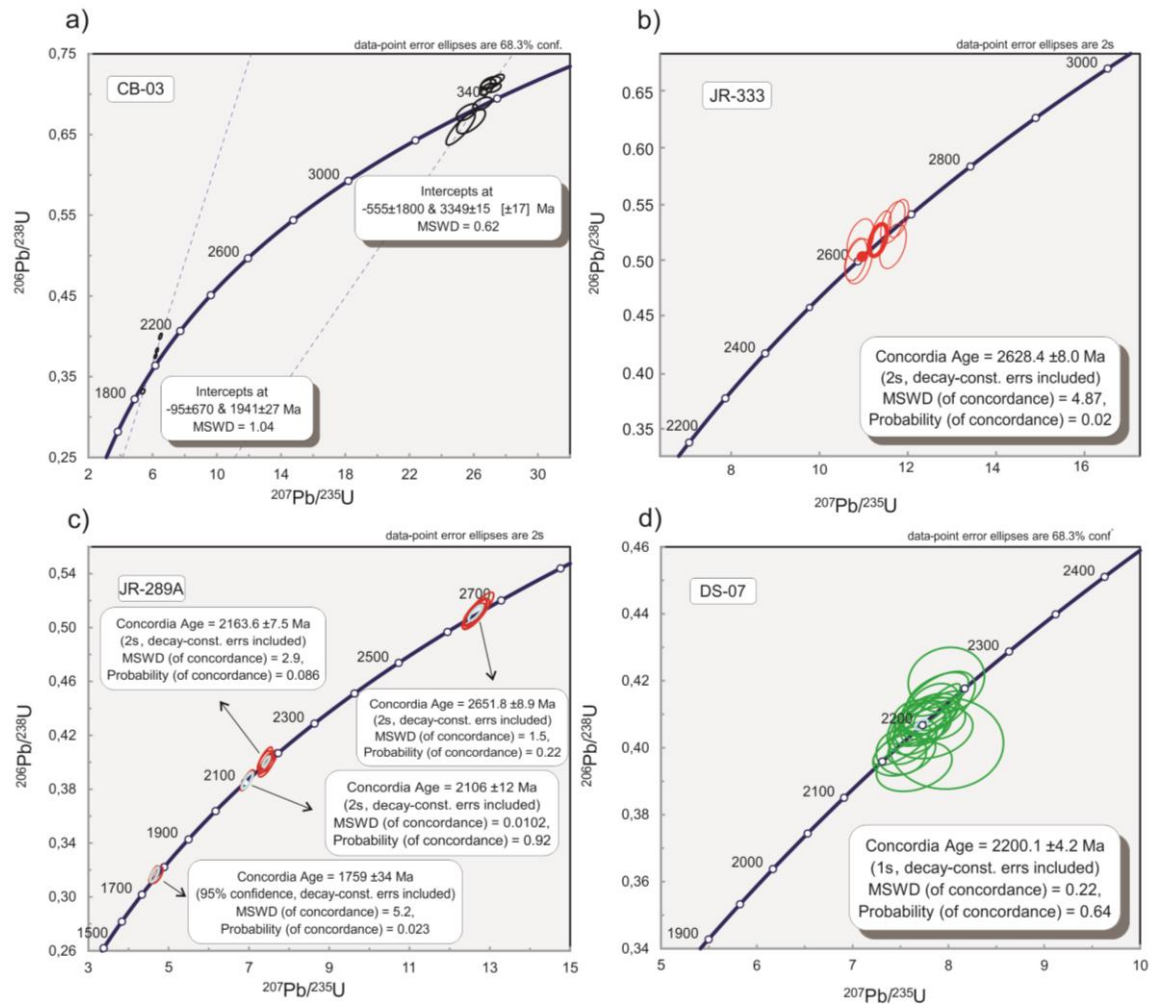


Fig. 20. Concordia Age diagrams and U-Pb geochronological data for samples of (a) TTG gneiss, (b and c) syenogranite gneiss, and (d) amphibolite of the Granjeiro Complex.

5. Discussion

5.1. Tectono-magmatic characteristics of the Granjeiro Complex

The protolith of the orthogneisses of the Granjeiro Complex was formed from a magma with significant variation in the silica content and high values of Na_2O and CaO . This variation is reflected in the chemical classification of these rocks, which have a tonalitic to a granitic composition. They are classified as TTG, sanukitoid, and biotite-bearing granites. They are typically magnesian rocks of calcium to alkali-calcium composition and have an inverse relationship of MgO-FeO t and silica content. Previous studies by Vasconcelos et al. (1998) already indicated a calcic-alkaline affinity for these rocks, as well as mantle derivation and formation in a magmatic arc setting.

The spider diagram of trace elements normalized to the primitive mantle shows that the TTG rocks present a lower concentration of LILE and HFSE elements compared to the biotite-bearing granites. The low concentration of Nb and Ta, characteristic of rocks crystallized in an arc environment is evident not only in the TTG rocks but also in the other associations of the Granjeiro Complex. Typically, Sr, Y, and Yb values of the TTG rocks, which are relatively immobile and sensitive elements to pressure and temperature variations in parent rock melting, indicate a low-pressure petrogenetic origin. It would be likely associated with the metabasalt melting at pressures ≤ 10 kbar, equivalent to depths less than 35 km (Moyen and Stevens, 2006; Moyen, 2011, Moyen and Martin, 2012, Laurent et al., 2014).

The most evolved rocks, such as the sanukitoid and biotite-bearing granites, present higher LILE and HFSE values than the TTG. The REE analysis normalized to the primitive mantle indicates greater fractionation of LREE to the HREE in those rocks and slightly negative Eu anomalies. These characteristics are also interpreted as indicative of the magma generation from a low-pressure source, with melting in shallow levels in the plagioclase stability field. The enrichment in incompatible elements, such as Th, Pb, U, Cs, and Rb, which is notable in the biotite-bearing granites, could be also due to metasomatic processes because evidence of hydrothermal potassic alteration may be recognized in such rocks.

The TTG rocks are the main product from the crustal growth processes during the Archean, in which the continents are generally formed by subduction of oceanic plates (Martin, 1994; Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003) or in settings similar to those of modern intraplate, which includes oceanic plateaus (Smithies and Champions, 2000; Bédard, 2006; Willbold et al., 2009). These rocks form more than 50% of the continental volume generated during the Archaean Eon (Armstrong, 1981; Belousova et al., 2010, Dhuime et al., 2011; Taylor and McLennan, 1985, 1995) and have unique geological characteristics, in terms of petrographic, chemical and petrological attributes (Condie, 1981, 1989, Keller and Schoene, 2012, Martin, 1987, Taylor and McLennan, 1985, Percival, 1994), reflecting a period of fundamental geodynamic change (Condie and O'Neill, 2010, Taylor and McLennan, 1995, Windley, 1984).

The leucosome from a migmatite orthogneiss of the Granjeiro Complex (CB-03) dated by the LA-ICP-MS U-Pb method in zircon records a Paleoproterozoic age of crystallization of the orthogneiss protolith at $3,349 \pm 15$ Ma. This age is consistent with the data presented by Martins (2017) of $3,424.5 \pm 3.3$ Ma (MSWD = 3.7) for TTG rocks of the plutonic complex of the Granjeiro Complex. However, these ages of ca. 3.3-3.4 Ga are outside the window defined by Laurent et al. (2014) for the period from 3.0 to 2.5 Ga as the most important for the generation of TTG granitoids. The presence of older rocks in the Granjeiro Complex is essential to the reconstruction of crustal evolution processes during the Paleoproterozoic and its long-term evolutionary model (Friend and Nutman, 2005; Zhai et al., 2006; Nutman et al. 2006, Moyen, 2011, Moyen and Martin, 2012, Laurent et al., 2014). A second upper intercept age obtained from the same leucosome sample in $1,941 \pm 27$ Ma was interpreted as associated with a metamorphic event possibly associated with the partial melting and leucosome formation during the Paleoproterozoic.

The metavolcanosedimentary sequence of the Granjeiro Complex is composed of metaultramafic and metamafic rocks and banded iron formations. These lithotypes are usually intercalated and represent steeply-dipping bodies heavily transposed by the Brasiliano NE-SW shear zones. The metamafic rocks are tholeiitic and have chemical composition analogous to those of basalts of a modern island arc, related to the initial development of the subduction between oceanic plates, with partial melting of the subducted slab. Previous studies by Dias & Silva (2009) and Costa (2010), based on lithochemical studies, describe this association of the Granjeiro Complex as formed in a volcanic arc or back-arc basin environment.

The metaultramafic rocks are komatiite to komatiite basalts but have similarity to boninites (Mullen, 1983), correlated to the subduction phase involving two oceanic plates and a low degree of partial melting of a deep source, such as the subducted lithosphere or the Archean mantle (Kearey et al., 2009). Discriminant diagrams of the tectonic environment for these rocks demonstrate an evolutionary trend during the generation of the mafic and ultramafic volcanic rocks.

Previously, Pitarello (2015) also noted the similarity of the metaultramafic rocks of the Granjeiro Complex with boninites or komatiites. Their trace element contents corroborate this affinity. The metaultramafic rocks are depleted in LILE elements, while the metamafic rocks have high LILE contents, such as Sr, Ba, Cs, Rb, and Ti (Gill, 2010). The Ti behavior varies as a function of the pressure during the generation of the magma. In calcic-alkaline metaultramafic magma generated during the initial phase of subduction at high pressure and low degree of partial melting, occur premature plagioclase saturation. Thus, Al, Ti, and Fe fractionation is controlled by crystallization of olivine and clinopyroxene, resulting in the greater impoverishment of these elements in the resulting rocks.

In contrast, metamafic rocks formed in island arcs were generated in a low-pressure environment, in which the plagioclase fractionation occurred before the fractionation of clinopyroxene in the magma. In this way, the plagioclase rejects Fe and Ti, resulting in a trend of enrichment in these elements (Albarède 2009). The normalized REE data to the primitive mantle indicate there is a slight fractionation of LREE in relation to HREE, which is a characteristic of arc settings. The Eu/Eu^* values indicate strong negative Eu and Ce anomalies for the metaultramafic rocks, which exhibits a more primitive character than the mafic rocks and crystallization conditions associated with an oxidizing depositional environment.

The banded iron formations present mineral assemblages that are consistent with the sedimentary facies described by Pitarello (2015) in previous studies regarding the Granjeiro Complex. The predominant BIF is derived from oxide facies, consisting predominantly of quartz and magnetite. The presence of grunerite indicates a transition to silicate facies or its metamorphic formation from the two precursor minerals (quartz-magnetite). Although the microstructure of the BIF indicates the overprinting of the Brasiliano tectonic activity, influenced by the high-angle NE-SW shear zones, previous stages of hydrothermal alteration can still be identified, such as the presence of quartz veins and carbonation, hydrothermal magnetite generation, and martitization. The analysis of trace elements normalized to the primitive mantle indicates that BIF samples are strongly depleted in HFSE elements, a factor is indicative of the absence of clastic contribution in the sedimentary environment (Bau, 1993, Bolhar et al. 2004, Pecoits et al., 2009, Basta et al., 2011). Costa (2010)

identified two types of iron formations. The first (Type I) is the Algoma type, originated from chemical precipitation and associated with metagabbros and metabasalts that underwent metamorphism under the amphibolite facies. Type II is tectonic-controlled and occurs in disseminated, lenticular, laminated or breccia bodies concordant to the foliation of the metamorphic rocks. The REE normalization to the PAAS indicate, in general, low REE content, a slightly positive Eu anomaly and considerable variation in the fractionation of LREE on ETRP, presenting an average of a greater impoverishment of LREE on HREE. This spectrum of values indicates the prevalence of low-temperature fluids, precipitating the sediments at greater distances from the fumaroles (Bau & Moller, 1993; Bolhar et al., 2004; Alexander et al., 2008). The REE depletion in relation to the PAAS also allows inferring the low influence of surface waters, revealing precipitation away from continental areas (Elderfield et al., 1990; Alexander et al., 2008). The negative anomaly of Ce present in the samples suggests oxidant conditions in the ocean during iron precipitation (Kato et al., 2002). Those oxidized conditions in oceans would have occurred quite before the Great Oxidation Event in a restricted oasis. Alternatively, negative Ce anomalies may have resulted from posterior oxidation due to recent weathering processes.

5.2. Neoproterozoic crustal growth

The U-Pb geochronological data (2,651.8 \pm 8.9 Ma, MSWD = 1.5 and 2,628.4 \pm 8 Ma, MSWD = 4.87) obtained in this study for the syenogranite orthogneiss indicate magmatic activity at ca. 2.6 Ga. The protolith of this rock was intrusive in the TTG orthogneisses, metamafic volcanic rocks, and banded iron formations of the Granjeiro Complex. It is mainly represented by a metagranite with pink color and predominantly medium- to coarse-grained and porphyroclastic texture. A subordinate facies has a very coarse-grained, pegmatitic texture.

The syenogranite orthogneiss has high alkalis and silica contents and a low concentration of other major elements present in the few mafic minerals, such as hornblende and biotite. It is classified as granite and is ferrous, metaluminous to peraluminous, and has a high-K calcic-alkaline affinity. Its REE contents normalized to the chondrite indicate, in most samples, a slight

enrichment of LREE on HREE and a gull-wing pattern. The strong negative Eu anomaly is associated with the removal of plagioclase in the felsic melt by partial melting. Ce-enriched samples indicate reducing conditions. In the spider diagram for normalized trace elements concerning the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), the granites are enriched in Rb, Th, Ta, Nb, Nd, Y and Yb, indicating high contents of LILE and HFSE, as well as strong K and Ti depletion. These characteristics closely resemble those of A-type granites described in the literature (Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Grebennikov, 2014). The most commonly used classification for A-type granites was proposed by Eby (1992), who subdivides them into two groups: A1 and A2. Type A1 granites usually occur in intraplate environments, while type A2 granites occur in post-collisional settings. The syenogranite orthogneiss resembles A2-type granites. This classification is consistent with its formation in the sin-collisional to post-collisional transition indicated by the plot by Batchelor & Bowden (1985).

Similarly to the metavolcanosedimentary sequence, the syenogranite orthogneiss also present different types of hydrothermal alteration, mainly represented by silicification, albitization, and potassic alteration. Carbonatization and sulfide formation commonly occur as later alteration, although these processes do not pervasively modify them as commonly observed in the host metamafic rocks and BIF.

5.3. Crustal evolution of the Granjeiro Complex

The geodynamic evolution of the Granjeiro Complex began in the Paleoproterozoic (ca. 3.3 Ga), with the generation of magmas with TTG affinity installed in an existing Archean crust, as corroborated by geochronological data. In this stage, the subduction occurred with possible episodes of breaking and sinking of rafts of oceanic crust (Laurent et al., 2014). In addition to the generation of TTG magmatism, sanukitoid may reflect previous mantle metasomatism, whereas biotite-bearing granites point to more evolved magmas related to the evolution of the Granjeiro Complex.

Subduction involving oceanic plateaus might have permitted the development of the metavolcanosedimentary sequence, with the generation of mafic-ultramafic magmas and chemical exhalative sediments (Fig. 21a). During the Neoproterozoic, at ca. 2.7 to 2.6 Ga occurred a collisional stage recorded by

this Archean block. The sin- to post-collisional A2-type syenogranite orthogneiss has age similar to that obtained for Martins (2017) for the syenogranite orthogneisses from U-Pb ages in zircon of 2661.4 ± 3.6 Ma (MSWD = 1.3).

The post-collisional syenogranite was intrusive in all previous lithotypes of the Granjeiro Complex. This rock also is spatially related to zones of hydrothermal alteration (sodic alteration with albite, potassic alteration, carbonation, silicification, iron enrichment or reconcentration in the banded iron formations, and sulfide formation). This spatial relationship may suggest that exsolution of magmatic fluids from the crystallization of syenogranitic magmas in ca. 2.6 Ga would have allowed the installation of a magmatic-hydrothermal system. Thus, fluid-interaction processes may have contributed to the localized generation of high-grade magnetite iron ore from hydrothermally altered BIF.

The emplacement of these syenogranitic bodies indicates the formation of a stable microcontinent at the end of the Archean, which was later fragmented (Dantas et al., 2004, 2013; Souza et al., 2016). The concordant age of $2,200 \pm 4.2$ Ma obtained in amphibolite from the Granjeiro Complex represents the age of metamorphism related to the beginning of crustal reworking in the Paleoproterozoic. The Riacian to Staterian orogeny was very marked in the Granjeiro Complex rocks, as recorded by the ca. 2.1 Ga and 1.7 Ga ages also obtained from samples of the syenogranite orthogneiss and in a leucosome from migmatite TTG orthogneiss.

The evolution of the Granjeiro Complex coincides with that of other Archean nuclei present in the Borborema Province, such as the São José do Campestre Massif (Dantas, 1997; Dantas et al., 2004, 2013; Souza et al., 2016); the Moçamba-Cruzeta Complex (Silva et al., 2002), the Troia Massif, and the Alto Moxotó Terrain (Santos et al., 2017). These nuclei have a similarity in the ages and sources of magma. There is substantial evidence that these terrains resulted from fragmentation of a larger tectonic block at the end of the Archean to early Paleoproterozoic. The ca. 3.4-3.3 Ga ages recorded by these Paleoproterozoic nuclei in the Borborema Province coincide with those of the main magmatic events that occurred throughout the Archean period according to several authors in other worldwide provinces (Bleeker, 2003, Hawwood et al., 2010, Cawood et al. 2013; Condie and Kroner, 2013).

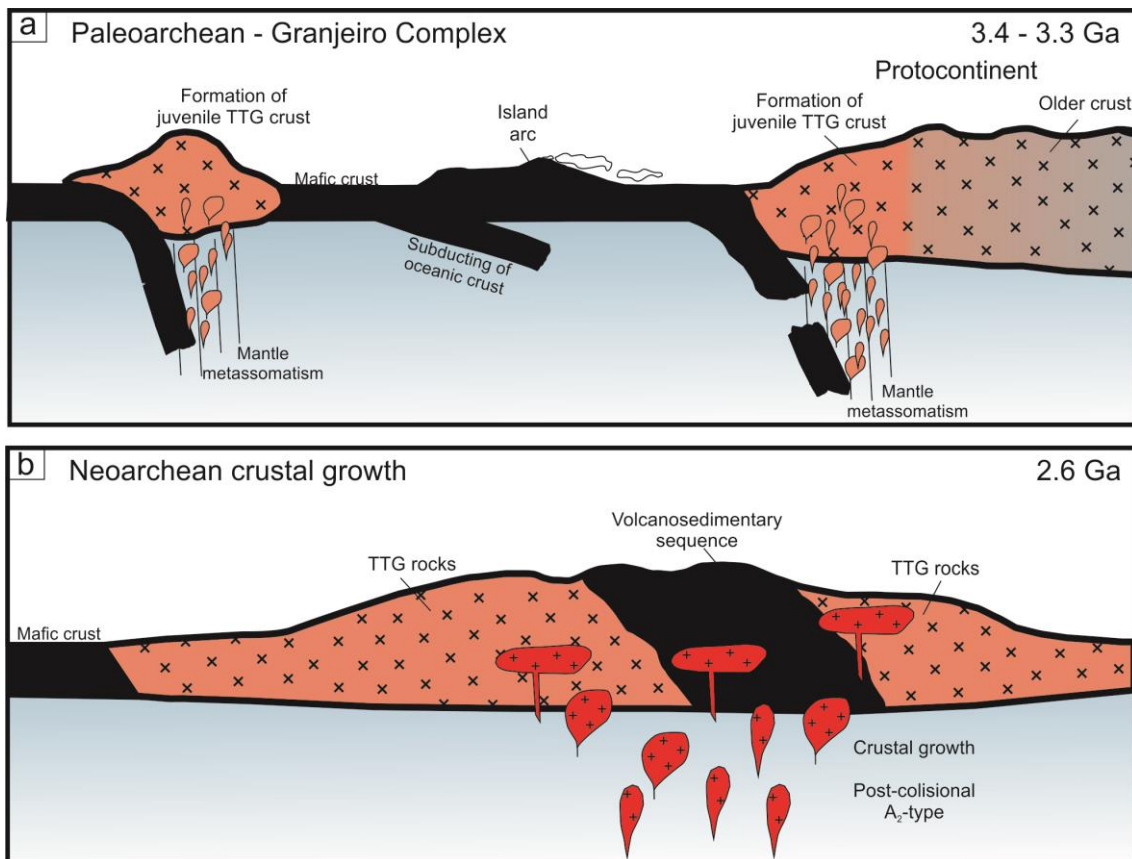


Fig. 21. Schematic model of dynamic evolution for the Granjeiro Complex during the Archean. a) Generation of TTG magma and island arc formation during the Paleoproterozoic and; b) Neoproterozoic crustal growth with crystallization of post-collisional A₂-type syenogranite.

6. Conclusions

Field relationships, petrography, geochemical, and U-Pb geochronological data for the Granjeiro Complex and associated rocks in the Curral Novo do Piauí iron district indicate that:

1. The Granjeiro Complex consists of two distinct lithostratigraphic associations of Paleoproterozoic age ($3,349 \pm 15$ Ma) that record important Neoproterozoic crustal growth and tectonic reworking during a Paleoproterozoic orogeny;

2. The orthogneisses of the Granjeiro Complex have a significant chemical variety, including TTG, sanukitoid and more evolved biotite-bearing granites, and demonstrate a long-term geodynamic evolution. They have high LREE contents and low concentration of LILE and HFSE. Their low Sr, Y and Yb values and negative Eu anomalies are indicative of magma generation from a low-pressure source;

3. The Granjeiro Complex comprises a typical greenstone belt sequence. Its metaultramafic rocks are similar to calc-alkaline basalts (boninites). The metamafic rocks have chemical affinity analogous to that of basalts of modern island arcs. Strong negative Eu and Ce anomalies of metaultramafic rocks indicate a more primitive character than the mafic rocks and crystallization conditions associated with an oxidizing depositional environment.

4. The banded iron formations are composed mainly of quartz, magnetite, and grunerite. REE depletion and slightly positive Eu anomalies indicate prevailing low-temperature fluids and chemical precipitation at greater distances from the fumaroles.

5. A syenogranite orthogneiss presents an age of ca. 2.6 Ga and represents the end of a crustal growth event during the Neoproterozoic. Its enrichment in LILE and HFSE, such as Rb, Th, Ta, Nb, Nd, Y and Yb, closely resemble that of post-collisional A2-type granites.

6. The metavolcanosedimentary sequence was strongly affected by pervasive and structure-controlled hydrothermal alteration (silicification, sodic and potassic alteration, carbonation, and sulfide formation). The installation of a hydrothermal system was likely related with the exsolution of fluids from magma associated with the crystallization of post-collisional A2-type syenogranite at ca. 2.6 Ga.

7. Although obliterated due to the most recent Brasiliano deformation within shear zones, BIF still preserves evidence of pre-metamorphic hydrothermal alteration, which resulted in the reconcentration of iron and the formation of hydrothermal magnetite, carbonate alteration, and quartz veins, spatially related to syenogranite bodies.

8. The sulfur isotope composition of pyrite from veins crosscutting the metamafic rocks indicates a deep-seated magmatic sulfur source. Sulfur was likely derived from magmatic fluids or inherited from host rocks (e.g., volcanic rocks, TTG gneiss) due to fluid-interaction process.

9. A Paleoproterozoic orogeny is well marked in the rocks of the Granjeiro Complex in the Riacian to the Staterian, with formation of zircon grains in the Granjeiro amphibolite ($2,200.1 \pm 4.2$, MSWD = 0.22), syenogranite orthogneiss ($2,163.6 \pm 7.5$ Ma, MSWD = 2.9; $2,106 \pm 12$ Ma, MSWD = 0.01; and

1,759 ±34 Ma, MSWD = 5.2), and leucosome from migmatite rocks derived from the TTG orthogneisses (1,941 ± 27, MSWD = 1.04).

References

Albarède F. 2009. *Geochemistry: An introduction*. 2nd edition, Cambridge University Press, UK, 356 p.

Alexander, B.; Bau, M.; Andersson, P.; Dulski, P., 2008. Continently derived lutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, n. 2, p. 378-394.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y. & Brito Neves, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG/USP*, v.7, p.45-80, 1976.

Armstrong, R.L., 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a nearsteady- state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 301, 443–472.

Basta, F.F., Maurice, A.E., Fontboté, L., Favarger, P., 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research*, v. 187, p. 277-292.

Batchelor, R. A. & Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.

Bau, M., 1993. Effects of syn-depositional and postdepositional processes on the rare earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy* v. 5, p. 257–267.

Bau, M.; Moller, 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, n. 10, p. 2239-2249.

Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1188–1214.

Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119 (3–4), 457–466.

Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H., 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. P. 2 -166.

- Bleeker, W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71, 99-134.
- Bolhar, R.; Kamber, B. S.; Moorbath, S.; Fedo, C. M.; Whitehouse, M. J., 2004. Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 222, n. 1, p. 43-60.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. *In: Henderson, P. (Ed.) Rare Earth Element Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.
- Brito Neves, B. B., 1986. Tectonic Regimes In The Proterozoic Of Brasil. *In: Atas do XII Simpósio de Geologia do Nordeste, V.1, P. 235-251, João Pessoa-PB, 1986.*
- Brito, B. B., 1985. Teorias e Modelos em Geotectônica. Introdução ao Problema. *Boletim IG-USP - Série Didática 1:01-73, v. 1, n.3, p. 1-73.*
- Brito Neves, B. B., Santos, E.J., Fuck R.A., Santos, L.C.M.L., 2016. Arco Magmático eoediacariano na porção setentrional da Zona Transversal, sub-província central da Província Borborema, nordeste da América do Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (4): 491-508.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho A., Campos, D.A. (Eds). Tectonic evolution of South America, p. 151-182.*
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Kozuch M., Santos E.J., Petronilho L., 2005. A zona tectônica Teixeira Terra Nova – ZTTTN - fundamentos da geologia regional e isotópica. *Geologia USP, Série Científica*, 5:57–80.
- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *Special Publications. In: Cawood, P.A., Cawood, A., Kroner, A. (Eds.), Accretionary Orogens in Space and Time, vol. 318. Geological Society, London, pp. 37-74.*
- Campos, M. de, Braga, A.P.G., Sousa, E.M. de, Silva, F.A.F. da, França, J.B. de, 1976. Projeto Rio Jaguaribe. Relatório final. Recife, DNPM/CPRM, 1976. 15v. il.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Geological Society of America Bulletin* 125, 14-32.
- Chaussidon M. & Lorand J.-P., 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spine1 Iherzolite massifs from Aritge (North Eastern Pyreées, France): an ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2835-2846.

- Condie, K.C., 1981. Archaean greenstone belts. In: Windley, B.F. (Ed.), *Developments in Precambrian Geology*, 3 (434 pp.).
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23 (1–2), 1–18.
- Condie, K.C., Kroner, 2013. The building blocks of continental crust: evidence for a major change in tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research* 23, 394-412.
- Condie, K.C., O'Neill, C., 2010. The Archean–Proterozoic boundary: 500 my of tectonic transition in Earth history. *American Journal of Science* 310, 775–790.
- Costa, A.F., 2010. Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas encaixantes e do minério de ferro da região de Curral Novo, Piauí. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal da Bahia, 135p.
- Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Rodrigues, J.B., Gomes, I.P.G., Vasconcelos, A.M., 2015. Geochemistry and U-Pb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite-greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: implications for Paleoproterozoic subduction-accretion processes. *Journal of South American Earth Sciences* 59, 45-68.
- Dantas, E. L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. São Paulo. 208p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiadong, D., Li, J.W., 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema province, NE Brazil. *Precambrian Research* 227, 12-156.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America *Precambrian Research*, 130, pp. 113-137.
- Dias, V.M.; Silva, M.G., 2009. Mineralizações de Ferro de Curral Novo, Estado do Piauí, e Sulfetos Associados: Prováveis Depósitos do Tipo IOCG. In: *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 2., 2009, Gramado. UFRGS. 1 CD-ROM.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D., 2011. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science* 335, 1334–1336.
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.

Elderfield, H.; Upstill-Goddard, R.C.; Sholkovitz, E.R., 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 971-991.

Floyd, P.A. & Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 211-218.

Foley, S.F., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 637–640.

Friend, C.R.L., Nutman, A.P., 2005. Complex 3670–3500 Ma orogenic episodes superimposed on juvenile crust accreted between 3850 and 3690 Ma, Itsaq Gneiss Complex, Southern West Greenland. *The Journal of Geology* 113 (4), 375–397.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.

Ganade de Araujo, C.E., Basei, M.A.S., Grandjean, F.C., Armstrong, R., Brito, R.S.C., 2017. Contrasting Archean (2.85-2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research* 297, 1-18.

Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley Publication, 395p.

Gomes, J. R. C.; Vasconcelos, A. M. Jaguaribe SW, Folha SB.24-Y: estados do Ceará, Pernambuco e do Piauí. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

Gray, D. R., Foster, D. A., Meert, J. G., Goscombe, B. D., Armstrong, R., Trouw, R. A. J. & Passchier, C. W., 2008. A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., De Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 257–278.

Grebennikov, A. V., 2014. A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics*, 55. (11): 1353-1366.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. & Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341–2357.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C.D., 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society* 167, 229-248.

Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, p. 284.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47–69.

Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.

Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., Kawashita, K., 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 472-480.

Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 66.

Kato, Y.; Kano, T.; Kunugiza, K., 2002. Negative Ce anomaly in the Indian Banded Iron Formations: Evidence for the emergence of oxygenated deep-sea at 2.9-2.7 Ga. *Resource Geology*, v. 52, p. 101-110.

Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009. *Global Tectonics*, 3rd edition. Wiley-Blackwell, 482p.

Keller, C.B., Schoene, B., 2012. Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago. *Nature* 485, 490–495.

Lana, C., Farina, F., Schaltegger, U., Alkmim, A., Gonçalves, G., Buick, I., Gerdes, A., Jardim, A.C., 2017. Characterization of zircon reference materials via high precision U-Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Spectroscopy*, 32, 2011-2023.

Laurent, O., Martin, F., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 2.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208-235.

Ludwig, K.R., 2009. *Isoplot: A geochronological tool kit for Microsoft Excell*. Berkeley Geochronological Center Special Publication 2, 17 pp.

Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28, 921–953.

- Martin, H., 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution*. *Developments in Precambrian Geology*, 11, pp. 205–260.
- Martins, D.T., 2017. *Evolução Tectônica das rochas encaixantes das Formações Ferríferas Bandadas de Manga Velha-PI, Província Borborema*. Universidade Federal do Ceará. Dissertação de mestrado, 86p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review*, 37: 215-224.
- Moyen, J.-F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 148, 312-336.
- Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336.
- Moyen, J.F., Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K.C. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments*. AGU, pp. 149–178.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.62, p.53–62.
- Nutman, A.P., Bennett, V.C., Friend, C.R.L., Horie, K., Hidaka, H., 2007. Ca. 3, 850 Ma tonalites in the Nuuk region, Greenland: geochemistry and their reworking within an Eoarchaean gneiss complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154 (4), 385–408.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, n. 525B, p.79-84, 1965.
- Ohmoto, H. & Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. BARNES (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2.ed, New York: J. Wiley, p.509-567.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121-132.

Pearce, J. A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry, M.J (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, p.230–249.

Pearce, J. A. & Gale, G. H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications v. 7*, p. 14-24.

Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.

Pecoits, E., Gingras, M.K., Barley, M.E., Kappler, A., Posth, N.R., Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research*, v. 172, p. 163-187.

Percival, J.A., 1994. Archaean high-grade metamorphism. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 357–410.

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS UPb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270.

Pitarello, M.Z., 2015. Petrografia e geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Arqueano Granjeiro (2,54 Ga) (NE do Brasil): implicações tectônicas e paleoambientais. Universidade Estadual de Campinas, Dissertação de mestrado, 117 pag.

Prado, F. da S., Oliveira, A.A. de, Leite, E.A., Gomes, F.E.M., Silva, F.P. da, Colares, J.Q.S. dos, 1980. Projeto Lavras da Mangabeira. Relatório da etapa 1. Fortaleza, DNPM/CPRM, 1980. 2v.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425, 605–609.

Santos, E.J., 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000). CPRM, Brasília, p-3-7.

Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, v. 6, p. 47-50.

Santos, E.J, Brito Neves B.B., 1984. Província Borborema. In: Almeida FFM & HASUI Y (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, p. 123-186.

Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Silva, M.R.R., Beurlen, H., Cavalcanti, J.A.D., Silva, M.G., Costa, A.F., Santos, L.C.M.L., Santos, R.B., 2014. Metalogênese

das porções norte e central da Província Borborema. In: Silva, M.G, Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumijan, R.M. (Eds) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM p. 343-388.

Santos, L.C.M. de L., Dantas, E.L., Cawood, P.A., Santos, E.J. dos, Fuck, R.A., 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Sciences* v.79, p.342-363.

Santos, M.M. et al., 2017. A new appraisal of sri lankan bb zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 41, p. 335–358.

Sato, E.N., 2011. Proposta metodológica sobre dados de geofísica aeroportada na prospecção de minério de Fe: indicação de ambientes geológicos propícios e geração de mapa de probabilidade na região de Curral Novo do Piauí (PI). Universidade de São Paulo, dissertação de mestrado, 69 pag.

Sato, K., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Sproesser, W.M., Passarelli, C.R., 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo – Igc/USP: Avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 77-99.

Sharp, Z., 2007. *Principles of stable isotope geochemistry*. Pearson Education, New Jersey.

Silva, L. C., 1993. *Petrologia e evolução dos gnaisses de alto grau na folha Iguatu-CE*. Fortaleza: CPRM.

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 pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira Geociências*, 32:513-528.

Silva, L. C., McNaughton, N., Vasconcelos, A.M., Gomes, J.R.C., Fletcher, I.R.C., 1997. U/Pb SHRIMP ages in the Southern state of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG Accretion and Proterozoic Crustal Reworking. In: CBPM, *International Symposium On Granites And Associated Mineralizations - ISGAM*, 2, 1997. Salvador, Extended Abstract and Program, p. 280-281.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M. & Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1–35.

Smithies, R.H., Champion, D.C., 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology* 41 (12), 1653–1671.

Souza, Z.S., Kalsbeek, F., Deng, X.D., Frei, R., Kokfelt, E.T., Dantas, E.L., Wei, J.-W., Pimentel, M.M., Galindo, A.C., 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *J. S. Am. Earth Sci.* 68, 68-96.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33 (2), 241–265.

Uchôa Filho, E, C.; do Vale, J.A.R.; Basto, C.F.; Silveira, D.A.; Freitas, M.S.; Pedrosa Junior, N.C., 2017. Mapa De Integração Geológica-Geofísico da Faixa Riacho do Pontal. Teresina, CPRM. Mapa colorido 156 x 107 cm. Escala 1:250.000. Integração geológica e de recursos minerais das faixas marginais da borda norte-noroeste do Cráton São Francisco (Empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral-ARIM).

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacker, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p.267-288.

Vasconcelos, A. M.; Gomes, E. M., 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará/Organizado por Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. – Brasília : CPRM/DIEDIG/DEPAT.

Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 407-419.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., 1995. 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* v.19, p. 1–23.

Willbold, M., Hegner, E., Stracke, A., Rocholl, A., 2009. Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of

early Archaean crust formation. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 44–52.

Windley, B.F., 1984. The Archaean–Proterozoic boundary. *Tectonophysics* 105 (1–4), 43–53.

Zhai, M., Kampunzu, A.B., Modisi, M.P., Bagai, Z., 2006. Sr and Nd isotope systematics of the Francistown plutonic rocks, Botswana: implications for Neoproterozoic crustal evolution of the Zimbabwe craton. *Geologische Rundschau* 95, 355–369.

Apêndix

Table 1

Major (wt. %) and trace element (ppm) concentrations of TTG rocks, Granjeiro Complex.

TTG Rocks - Granjeiro Complex										
Sample	CB-03	DS-11	CB-R-18A	CB-R-48	DS-12B	DS-13	DS-14A	DS-12A	DS-20	DS-R-25
Major elements (%)										
SiO ₂	70,59	59,87	70,3	66,6	65,74	56,99	60,58	71,16	69,35	68,8
TiO ₂	0,26	0,53	0,3	0,45	0,48	0,76	0,54	0,11	0,23	0,4
Al ₂ O ₃	14,69	18,68	15,3	16,3	15,96	15,86	17,43	14,96	14,35	15,8
Fe ₂ O ₃ ^T	2,39	4,54	3,14	3,99	3,24	5,44	4,61	1,45	2,33	3,86
MgO	0,64	1,12	0,79	1,04	1,02	4,68	2,41	0,26	0,41	1,09
CaO	2,08	4,17	2,18	2,08	2,63	4,72	6,7	1,58	1,5	2,5
Na ₂ O	4,75	4,69	3,51	4,15	4,32	4,03	5,47	4,14	3,93	4,82
K ₂ O	2,54	3,61	4,3	4,47	3,93	3,51	0,59	4,4	4,2	2,34
P ₂ O ₅	0,06	0,16	0,09	0,132	0,15	0,47	0,14	0,03	0,09	0,132
LOI	0,15	0,2	0,57	0,48	0,17	0,42	0,32	0,13	0,38	0,35
Total	98,150	97,570	100,480	99,692	97,640	96,880	98,790	98,220	96,770	100,092
Trace elements (ppm)										
Cr	4	4	4	8,2	13	56	23	<1	<1	8
Ni	8,1	2,2	5,9	11,6	8,2	99,2	49,7	1,8	1,1	8,2
Co	4,9	8,3	7,2	116,95	9,1	27	13	1,9	3,2	9
Ba	297	862	1306	1	1667	2853	226	562	1548	455
Sr	134,5	505,2	297,4	4,3	556,5	952,9	545,7	229,1	308,9	289,4
Zr	131,1	34,3	141,3	42	95,1	142	17,5	65,9	176,6	41,1
Nb	18,2	10,4	7,7	2,98	16,3	18,3	11,9	8,3	19	7,7
Y	23	18,97	9,97	11,14	7,02	13,5	22,27	5,6	17,24	6,82
V	13	34	16	1,5	33	82	79	11	14	20
La	19,3	45,9	135,3	3,23	38,1	92	54,7	10,7	91,6	24,1
Ce	31,63	72,75	221,58	<0,02	70,67	133,66	86,43	19,34	142,17	45,46
Pr	6,29	10,47	21,87	15,11	9,3	13,16	9,18	3,06	16,56	8,06
Nd	21,2	39,1	68	49,9	31,8	50,5	33,9	10,8	52,7	29,1
Sm	4,1	6,4	8,2	6,8	4,5	8,3	6,1	1,7	7,8	4,2
Eu	0,82	1,62	1,26	1,29	1,15	2,14	1,81	0,44	1,2	0,9
Gd	3,91	5,15	4,58	4,24	2,99	5,51	5,42	1,32	5,74	2,75
Tb	0,68	0,69	0,53	0,51	0,34	0,66	0,77	0,18	0,75	0,31
Dy	4,23	3,67	2,35	2,51	1,58	2,8	4,42	0,93	3,62	1,43
Ho	0,86	0,71	0,37	0,44	0,26	0,48	0,85	0,18	0,68	0,26
Er	2,5	2,04	0,96	1,07	0,69	1,27	2,56	0,56	1,83	0,65
Tm	0,36	0,27	0,13	0,15	0,11	0,17	0,36	0,09	0,25	0,1
Yb	2,2	1,7	0,7	0,9	0,6	1	2,2	0,6	1,6	0,5
Lu	0,31	0,26	0,09	0,11	0,08	0,15	0,32	0,11	0,23	0,09
Cs	2,33	2,7	2,02	1,7	3,75	5,77	0,24	3,33	1,15	1,71
Rb	83,7	135,5	150,2	118,8	134,8	188,6	5,3	158,8	97,8	70,2
Th	7	6,3	58,5	40,7	9,3	10,3	7,7	14,2	38	11,4
U	2	1	3,36	2,38	1,79	2,04	0,93	3,22	2	0,61
Ta	0,57	0,44	0,58	0,79	0,46	0,87	0,45	1,21	0,68	0,23
Pb	15,6	24,6	32,3	406	30,5	25,6	12,2	41,7	17,8	10,2

Table 2

Major (wt. %) and trace element (ppm) concentrations of mafic-ultramafic rocks, metavolcanosedimentary sequence, Granjeiro Complex.

Sample	Mafic-Ultramafic rocks - Granjeiro Complex																							
	DS-07	CB-05	CB-10	DS-R06C	DS-R23A	JR-R-311	JR-R-332	JR-R-323A	JR-R-315	JR-R-321	JR-R-327	JR-R-309	JR-R-303	JR-R-329A	CB-R-07A	JR-R-316A	JR-R-342I	JR-R-340A	JR-R-340G	JR-R-341E	JR-R-342F	JR-R-344	JR-R-346	
Major elements (%)																								
SiO ₂	51.38	50.4	54.6	52.4	49.7	51	50.9	50.1	48.9	50.3	44.7	44.4	55.1	49.3	51.4	50.4	42.1	47.3	51	45.7	46.1	52.5	49.7	
TiO ₂	0.73	1.17	1.02	0.67	0.23	1.15	0.3	1.41	0.43	1.36	1.13	1.72	0.74	1.08	0.47	1.4	1.53	1.04	2.11	1.27	0.96	0.9	1.66	
Al ₂ O ₃	12.48	13.88	14.9	11	10.1	13.6	4.92	14.2	6.14	14.7	6.86	7.47	10.5	13.7	4.55	14.1	17.3	16.3	12.7	12.8	13.5	13.1	13.2	
FeO ^T	10.47	14.68	10.68	11.9	7.82	14.3	9.31	12.2	12.8	14.5	15.1	15.3	11.7	14.2	11.4	14.2	16.2	13.9	18	23.9	13.4	13.6	16.5	
MgO	8.86	6.76	6.55	10.5	11.5	6.43	19.6	7.1	20.1	6.52	20.5	18.1	9.19	7.57	20.3	6.73	9.88	7.89	4.64	5.99	7.42	7.97	5.47	
CaO	10.88	9.54	9.03	10.7	16	9.59	12.2	10.6	8.54	10.5	8.5	8.46	9.38	10.2	9.94	10	7.77	8.92	8.86	5.7	6.99	8.85	8.36	
Na ₂ O	2.09	2.62	2.91	1.69	0.86	2.38	0.91	3.11	0.24	0.82	0.46	0.32	2.04	0.83	0.23	2.23	2.71	2.77	0.8	0.44	1.64	2.81	2.56	
K ₂ O	0.42	0.27	0.34	0.33	0.28	0.4	0.25	0.78	0.02	0.21	0.08	0.04	0.03	0.63	0.02	0.27	2.61	0.8	0.44	3.94	6.61	0.73	1.26	
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.12	0.076	0.079	0.114	0.038	0.177	0.06	0.122	0.125	0.159	0.092	0.086	0.06	0.124	0.113	0.132	0.235	0.121	0.081	0.09	0.157	
LOI	0.73	0.4	0.46	0.99	1.42	0.55	1.58	0.55	3.19	0.71	3.62	3.82	0.82	0.49	3.05	0.87	1.11	0.84	0.75	1.11	3.24	0.67	1.23	
Total	98.110	99.610	100.610	100.256	99.373	100.114	100.008	100.227	100.420	100.862	101.075	99.809	100.392	100.186	101.020	100.324	100.323	99.962	100.985	100.911	99.941	100.720	100.397	
Trace elements (ppm)																								
Cr	153	28	71	65.5	343	29	721	97	625	62	612	455	249	20	609	95	55	40	10	87	87	36	9	
Ni	205.7	55	86.4	2.6	237.7	50	382	161	567	89	939	665	218	77	526	109	129	196	52	90	101	82	60	
Co	65.1	64.1	54	9.47	65	44.4	66.9	46.7	80.5	47.2	69.5	48.9	56.8	55.1	77.3	50.5	80	69.3	54.7	63.3	52.2	52.6	61	
Ba	121	175	51	2	35	86	63	122	10	30	15	14	47	84	12	47	740	119	36	50.4	1012	215	215	
Sr	148.8	137.3	249.3	0.9	80.8	129.9	88.7	213.5	6	144.2	39.3	18.2	92	140.6	11.5	194.1	273.6	173.7	138.7	19.1	286.6	112.3	166.7	
Zr	19.8	19	49.5	67	10.4	58.4	24.9	38.6	4.19	68.4	7.3	106.1	49.9	92.6	79.1	74.1	92.3	101.3	171.1	119.7	58	56.8	112.9	
Nb	8.1	5.8	10.3	1.43	2	2.77	1.59	2.96	60.1	3.11	4.9	14.5	2.78	3.62	4.71	3.76	5.2	5.7	9.5	7.06	3.71	3.61	6.46	
Y	20.2	28.3	26.3	0.4	14.7	21.3	11.31	21.84	23.55	21.98	16.52	19.22	14.07	19.37	14.17	22.33	21.79	22.26	38.85	27.41	13.5	18.01	29.04	
V	232	289	220	0.1	112	213	119	268	109	279	201	169	196	258	100	281	204	99	172	200	126	156	196	
La	8.3	8.4	20.6	0.28	8.3	4.1	6.4	7.3	17.4	6.3	9.5	15.1	6.3	9.7	7.1	19.2	9.7	10.6	16.7	24.8	5.2	5.6	20.5	
Ce	14.08	15.38	36.84	0.82	15.73	9.3	11.6	12.3	18.2	11.6	17.4	8.4	12.7	13.9	9.2	11.7	16.2	20.8	4.66	31.9	10.1	10.9	20.5	
Pr	1.44	2.04	3.84	0.08	1.96	1.6	1.76	1.92	3.78	1.83	2.8	4.85	1.27	2.45	1.66	1.87	2.32	2.83	4.56	7.4	1.56	1.59	3.12	
Nd	6.5	10.1	16	3.9	7.9	7.8	7.4	9.3	15.4	8.7	13	5.5	5.5	11	7.6	9.3	11.2	12	20.7	24.8	7.4	7.4	15.2	
Sm	1.9	3.1	3.7	1.3	1.5	2.5	1.8	2.7	3.4	2.7	3.3	5	1.7	2.9	2	3	3.4	3.1	5.4	5.4	2.2	2.2	4.5	
Eu	0.74	1.12	1.11	0.5	0.43	0.89	0.5	1.22	0.67	0.94	0.92	1.36	0.64	1.01	0.6	1.06	1.53	1.07	1.84	1.05	0.8	0.8	1.52	
Gd	2.58	3.68	4.05	1.78	1.67	3.28	1.89	3.43	3.63	3.46	3.53	5.17	2.36	3.64	2.76	3.79	3.85	3.91	6.78	4.92	2.77	3.15	5.32	
Tb	0.44	0.68	0.66	0.34	0.55	0.32	0.32	0.62	0.57	0.57	0.56	0.81	0.39	0.6	0.43	0.62	0.66	0.64	1.17	0.87	0.41	0.52	0.89	
Dy	3.03	4.29	4	2.37	1.98	3.6	1.98	4	4	3.84	3.49	4.5	2.65	3.63	3.49	4.21	4.17	4.17	7.44	5.32	2.66	3.46	5.7	
Ho	0.62	0.89	0.8	0.51	0.43	0.77	0.42	0.85	0.71	0.8	0.8	0.57	0.73	0.73	0.65	0.91	0.85	0.88	1.51	1.06	0.56	0.71	1.15	
Er	1.84	2.63	2.34	1.49	1.36	2.4	1.2	2.46	1.71	1.86	1.86	2.32	1.6	1.54	1.54	2.51	2.56	2.63	4.32	2.93	1.43	2.33	3.35	
Tm	0.26	0.38	0.33	0.23	0.22	0.33	0.19	0.35	0.28	0.34	0.24	0.29	0.22	0.31	0.2	0.38	0.34	0.38	0.64	0.38	0.23	0.32	0.5	
Yb	1.7	2.4	2.2	1.4	1.4	2.2	1.2	2.4	1.8	1.8	1.6	1.7	1.5	2	1.3	2.5	2.2	2.4	4.4	2.4	1.3	2.2	3.2	
Lu	0.24	0.36	0.31	0.21	0.21	0.31	0.18	0.37	0.27	0.33	0.26	0.17	0.13	0.24	0.15	0.3	0.25	0.3	0.56	0.56	0.11	0.24	0.42	
Sc	0.74	<0.05	0.4	0.24	0.49	0.11	<0.05	0.14	0.05	0.26	0.06	0.05	0.34	0.14	0.05	0.21	0.05	0.73	0.73	11.14	21.23	0.71	1.79	
Rb	11.4	3.8	7.9	4.7	2.2	6.7	8.1	8.1	0.3	4.3	0.7	3.5	1.4	1.3	0.5	1.1	1.4	2.6	4.4	194.6	611.5	51.9	184.6	
Th	4.8	0.2	13	0.7	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.8	0.1	0.3	3.5	1.4	1.3	0.3	0.4	0.3	2.6	3.1	2.6	0.9	0.2	0.8	
U	0.33	0.14	0.56	0.07	0.16	0.06	0.26	0.29	0.39	0.16	0.24	0.45	0.76	0.31	0.3	0.14	0.38	0.59	0.35	0.9	0.24	0.2	0.16	
Pb	0.8	<0.05	1.47	0.17	27.9	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1.01	0.69	0.33	0.42	0.21	0.18	0.29	0.8	0.45	0.09	0.11	0.11	
Ta	2.8	5.3	8.6	3.3	3.3	9.8	6.7	11.8	3	3	3.1	3.2	6.3	17.3	5.3	29.3	14.4	9.5	7.4	7.4	28.8	28.2	15	

Table 3

Major (wt. %) and trace element (ppm) concentrations of BIFs, metavolcanosedimentary sequence, Granjeiro Complex.

Banded Iron Formation - Granjeiro Complex																
Sample	JR-R-334	JR-R-312	JR-R-305	JR-R-311B	JR-R-316B	JR-R-314	JR-R-287	JR-R-313	JR-R-318	JR-R-340B	JR-R-340D	JR-R-340F	JR-R-341B	JR-R-341D	JR-R-341F	JR-R-342E
Major elements (%)																
SiO ₂	41,8	50,6	41,1	34,9	42,4	42,1	44,1	29,2	45,1	40	37,9	40	48,5	40,2	43,7	45,4
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,28	0,04	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	0,46	0,61	0,48	0,65	0,56	0,39	0,59	0,69	0,51	0,4	0,23	0,54	4,38	0,42	0,72	1,04
Fe ₂ O ₃ ^T	56,6	49,6	56,2	63,1	55,9	55,1	53,2	67,1	53,6	56,5	60,1	57,6	41	58,3	51,2	50,1
MgO	0,88	0,31	0,96	0,67	0,27	0,91	1,13	1,69	0,54	1,66	1,53	1,64	2,39	1,66	1,61	1,96
CaO	0,36	0,12	0,9	0,49	0,17	0,57	0,66	0,39	0,05	2,23	1,4	1,21	1,76	0,87	1,5	1,46
Na ₂ O	0,26	<0,1	0,1	0,13	<0,1	0,11	0,11	0,71	<0,1	0,14	0,12	0,21	0,26	0,22	0,13	0,11
K ₂ O	0,32	0,31	0,02	0,3	0,12	0,22	0,39	0,47	0,23	0,03	0,12	0,2	1,46	0,28	0,21	0,29
P ₂ O ₅	0,049	0,132	0,062	0,072	0,051	0,051	0,033	0,049	0,088	0,098	0,069	0,076	0,125	0,059	0,111	0,118
LOI	0,29	-0,63	0,63	0,36	0,51	0,35	0,39	0,41	0,61	-0,95	-1,29	-1,4	-0,3	-1,46	-1,42	-1,18
Total	101,039	101,072	100,472	100,692	100,001	99,811	100,633	100,729	100,748	100,138	100,199	100,106	99,855	100,589	97,811	99,388
Trace elements (ppm)																
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	23	<1	<1	<1
Ni	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	11,4	<0,5	<0,5	<0,5
Co	1,7	6,7	1,1	1,4	2,1	1,4	1,3	1,2	1,4	1,9	0,9	1,2	10,8	1,3	2,1	4,4
Ba	71	70	<5	573	136	447	265	64	485	<5	32	<5	230	19	14	23
Sr	4,1	9,4	10,4	17,2	6,1	21	9,6	6,1	19,1	30,1	20,3	16,4	9,3	7	21,2	10,9
Zr	8	8,8	8	8,8	8,5	8,2	7,6	7,9	8,5	9,9	8,9	9,2	51,9	9,4	15,4	10,5
Nb	0,6	0,8	0,7	0,5	0,5	0,8	0,5	0,4	0,6	0,4	0,5	0,6	4,8	0,4	0,7	1,4
Y	3,32	8,53	10	5,29	20,28	37,72	4,91	10,59	9,32	3,56	3,97	5,23	15,32	4,19	5,07	5,54
V	11	23	17	10	13	12	11	11	12	13	12	13	40	14	14	22
La	3,6	1,5	3,4	1,9	26,2	16,6	3,8	4,4	8,3	1,3	1,1	1,7	9,4	1,4	1,8	2,6
Ce	9,1	2,79	3,54	2,77	30,63	13,81	4,33	3,61	8,01	2,33	1,85	3,06	18,09	2,37	3,5	5,17
Pr	1,01	0,43	0,85	0,63	6,72	3,87	1,18	0,89	1,45	0,48	0,45	0,67	2,82	0,62	0,59	0,8
Nd	4,1	1,8	3,5	2,6	23,4	15,5	4,7	3,5	5,7	1,9	1,6	2,4	10,7	2,2	2,2	3,2
Sm	0,7	0,4	0,7	0,5	4,6	3,2	1	0,6	1	0,3	0,2	0,4	2,2	0,4	0,6	0,7
Eu	0,15	0,14	0,2	0,15	1,13	0,99	0,2	0,2	0,31	0,08	0,05	0,1	0,62	0,08	0,14	0,16
Gd	0,54	0,79	0,96	0,62	3,61	3,99	0,87	0,92	1,28	0,37	0,38	0,51	2,37	0,54	0,6	0,65
Tb	0,08	0,15	0,16	0,1	0,62	0,61	0,13	0,15	0,18	0,06	0,07	0,09	0,35	0,08	0,1	0,13
Dy	0,42	1,06	1,08	0,64	3,53	3,89	0,75	0,88	1,04	0,35	0,38	0,56	2,17	0,42	0,63	0,73
Ho	0,09	0,25	0,24	0,13	0,65	0,86	0,14	0,23	0,24	0,08	0,09	0,12	0,46	0,09	0,15	0,16
Er	0,28	0,71	0,66	0,45	1,87	2,52	0,41	0,71	0,65	0,25	0,29	0,38	1,33	0,32	0,43	0,51
Tm	<0,05	0,1	0,14	0,07	0,28	0,36	0,07	0,09	0,08	<0,05	<0,05	0,06	0,21	<0,05	0,06	0,09
Yb	0,2	0,6	0,7	0,4	1,6	2	0,4	0,6	0,6	0,2	0,2	0,3	1,2	0,2	0,4	0,5
Lu	<0,05	0,07	0,14	0,06	0,2	0,3	0,05	0,09	0,08	<0,05	<0,05	<0,05	0,11	<0,05	<0,05	<0,05
Cs	0,07	0,69	0,06	0,09	0,25	0,26	0,5	0,06	1,89	0,13	<0,05	0,43	4,5	0,25	1,28	1,3
Rb	4,6	19,7	0,6	5,5	3,1	8,6	13,1	15,4	37,1	1,5	3,4	12,8	80,2	12,2	13,8	18,7
Th	1,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,7	0,7	3,5	1	0,9	2,4
U	0,13	0,13	0,4	0,14	0,14	0,1	0,14	0,14	0,06	0,11	0,39	0,21	0,99	0,21	0,24	0,21
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,47	0,07	<0,05	<0,05
Pb	2,4	2,8	1,4	3,1	9,5	5,7	4,1	2,3	21,7	2,6	3	2,7	8,6	1,8	28,7	1,3

Table 4

Major (wt. %) and trace element (ppm) concentrations of syenogranite gneiss, Granjeiro Complex

Post-colisional syenites - Granjeiro Complex					
Sample	JR-R-298	JR-R-333	JR-R-299	JR-R-300	JR-R-341H
Elementos maiores (%)					
SiO ₂	73,3	73,2	74,4	74,1	73,7
TiO ₂	0,35	0,35	0,38	0,36	0,09
Al ₂ O ₃	12,5	12	12,2	12,3	13,9
Fe ₂ O ₃ ^T	4,13	4,29	4,45	4,58	1,93
MgO	0,17	0,12	<0.1	0,13	0,19
CaO	1,36	1	1,54	1,07	0,59
Na ₂ O	3,32	2,53	3,57	3,03	4,47
K ₂ O	4,87	5,67	3,7	4,43	4,5
P ₂ O ₅	0,052	0,046	0,045	0,048	<0.01
LOI	0,04	0,29	0,18	0,35	0,57
Total	100,092	99,496	100,465	100,398	99,940
Elementos menores (ppm)					
Cr	3	2	<1	<1	1
Ni	3	2	<1	<1	1
Co	3	2,5	2,3	1,9	1,9
Ba	1191	1151	1322	1358	1233
Sr	88	48,4	98,8	60,4	417
Zr	561,9	628,9	547,3	646,4	141
Nb	37,5	41,64	36,26	35,02	225,77
Y	66,79	91,96	105,17	71,69	154,74
V	5	3	1	2	5
La	26,5	42,4	105,9	19,1	23,6
Ce	173,7	168,7	224,3	141,6	42,7
Pr	7	11,16	27,36	4,7	7,14
Nd	28	43,1	100,1	19	30,2
Sm	8,1	10,6	21	5,8	11,1
Eu	1,48	1,6	3,54	1,3	0,85
Gd	9,87	12,14	20,02	8,4	17,3
Tb	1,87	2,39	3,46	1,75	3,96
Dy	12,9	16,48	22,18	12,99	31,95
Ho	2,72	3,62	4,49	2,81	7,71
Er	8,22	11,21	13,53	8,79	24,82
Tm	1,24	1,68	2,02	1,38	3,52
Yb	8,3	11	13,4	8,8	21,2
Lu	1,16	1,56	1,82	1,16	2,83
Cs	0,17	0,58	0,08	0,28	0,65
Rb	134	162	60,4	96,6	122,9
Th	19,5	16,4	21,9	19,2	93,4
U	3,07	1,74	2,33	1,4	76,3
Ta	2,63	2,04	2,45	2,63	9,27
Pb	19,6	10,4	9,6	13,2	29,5

Table 5

Summary of LA-ICP-MS data of zircons from sample CB-03 (migmatitic orthogneiss TTG).

SPOT	(208Pb)	208Pb cps	208Pb mV ¹	THU	208Pb/206Pb	f _o %	207Pb/206Pb	f _o %	207Pb/235U	f _o %	208Pb/238U	f _o %	Rho	207Pb/206Pb	Corrected ages		207Pb/235U	2 σ ages	207Pb/238U	2 σ ages	207Pb/235U	2 σ ages	% U-Pb discord ^d	
															207Pb/206Pb	2 σ ages								
Paleochromian data																								
36-ZR12	0.01	14	0.0050	0.24	188918	21.04	0.27490	1.27	27.079	1.49	0.17439	0.89	0.46	3334	39	3475	37	3386	29					-4.22
35-ZR13	0.05	49	0.0121	0.18	30610	26.63	0.27905	1.21	25.185	2.36	0.65689	1.99	0.84	3352	38	3255	101	3315	46					2.89
38-ZR18	0.02	26	0.0038	0.20	65692	24.26	0.27397	0.96	26.889	1.19	0.71202	0.60	0.51	3328	30	3466	32	3379	23					-4.14
45-ZR22	0.01	12	0.0039	0.59	170006	23.75	0.27730	0.77	27.468	1.02	0.71836	0.57	0.55	3348	24	3490	31	3400	20					-4.24
46-ZR23	0.00	22	0.0121	0.18	291283	29.28	0.27532	0.72	26.813	1.07	0.70626	0.89	0.65	3337	22	3444	37	3377	21					-3.23
47-ZR24	0.01	11	0.0070	0.26	238237	19.07	0.27011	0.90	27.245	1.10	0.70791	0.53	0.48	3358	28	3451	28	3392	22					-2.76
48-ZR25	0.03	13	0.0015	0.43	39897	22.63	0.28121	1.67	25.837	2.27	0.68633	1.50	0.68	3370	52	3292	77	3340	44					2.31
49-ZR26	0.03	40	0.0028	0.41	43103	52.78	0.27374	1.32	25.578	1.70	0.67763	1.01	0.59	3328	41	3335	52	3331	33					-0.23
60-ZR34	0.01	248	0.0126	0.32	99967	54.70	0.27962	1.18	26.537	1.46	0.68825	0.77	0.53	3361	37	3376	40	3367	28					-0.45
Paleoproterozoic data																								
24-ZR06	0.0021834	17	0.0278	0.25	694547	25.57	0.11949	0.60	6.189	0.86	0.37653	0.49	0.57	1949	21	2056	17	2003	15					-5.50
25-ZR07	0.0017984	21	0.0305	0.20	842712	23.73	0.11905	0.60	6.287	0.87	0.38296	0.50	0.58	1942	22	2090	18	2017	15					-7.63
59-ZR33	0.035264	150	0.0107	0.00	43294	47.38	0.11803	1.38	5.403	1.55	0.33196	0.61	0.39	1927	49	1848	19	1885	26					4.99
37-ZR17	0.006898	105	0.0326	0.26	321985	54.90	0.11779	0.70	6.501	1.00	0.40029	0.62	0.62	1923	25	2170	23	2046	18					-12.87
Data with wrong analytical error																								
13-ZR03	1.30			0.09	1023		0.28091	1.44	21.306	3.81	0.55008	3.48	0.92	3368	22	2828	80	3153	36					83.89
23-ZR05	0.2774571	300	0.0165	0.08	5466	17.88	0.12462	1.27	6.454	1.42	0.37653	0.53	0.37	2023	45	2056	19	2040	25					-1.60
27-ZR09	0.578736	993	0.0253	0.06	2618	19.35	0.12422	1.33	6.515	1.49	0.38036	0.57	0.38	2018	47	2078	20	2048	26					-2.99
26-ZR08	0.02	66	0.0190	0.02	89232	59.50	0.15157	5.85	8.285	6.01	0.39696	1.30	0.22	2064	193	2155	47	2264	106					8.86
28-ZR10	0.00	40	0.0282	0.03	306246	27.25	0.17550	5.45	11.074	5.53	0.45763	0.89	0.16	2611	176	2429	36	2529	100					6.96
36-ZR16	0.01	161	0.0193	0.02	233222	52.33	0.18203	7.01	11.517	7.32	0.45685	2.08	0.28	2671	223	2434	84	2566	132					8.87
50-ZR27	0.00	20	0.0280	0.06	829110	16.75	0.21545	4.53	16.367	4.72	0.55092	1.29	0.27	2947	143	2829	59	2898	88					4.00
55-ZR30	0.00	49	0.0185	0.09	484953	25.25	0.22569	4.49	16.624	4.95	0.53419	2.05	0.42	3022	140	2759	92	2913	93					8.69
57-ZR31B	0.01	33	0.0190	0.01	241235	35.68	0.20910	6.56	16.920	6.61	0.58685	0.63	0.10	2899	205	2977	30	2930	123					-2.69
56-ZR31	5.50	685	0.0024	0.25	295	8.47	0.33109	1.15	29.393	1.54	0.64383	0.95	0.62	3622	35	3204	48	3467	30					11.54

¹ Convention factor from mV to CPS is 82500000
² Concentration uncertainty c. 20%
³ Data not corrected for common-Pb
⁴ not corrected for common-Pb
⁵ Discordance calculated as $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{age}} / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{age}} - 1$

Table 6

Summary of LA-ICP-MS data of zircons from sample JR-333 (syenogranite gneiss).

JR-333														Corrected ratios										Corrected ages									
Spot	f(206%)	U	Th	Pb	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	1σ%	Rho	¹⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	% conc ^c								
100	0.00	216	277	312	1.26	7.170	0.120	1.7	0.3945	0.0071	1.8	1.10	0.1202	0.0019	2166	12	2098	33	2133	15	2195	87	97										
101	0.20	228	181	268	0.80	8.420	0.140	1.7	0.4178	0.0080	1.9	1.15	0.1467	0.0034	2300	11	2243	36	2275	15	2788	87	96										
104	0.15	527	168	171	0.32	6424.000	0.093	0.0	0.3612	0.0056	1.6	1070.93	0.1101	0.0020	2066	11	1989	27	2030	13	1974	99	96										
105	0.08	216	108	120	0.50	6723.000	0.080	0.0	0.3918	0.0050	1.3	1072.45	0.1207	0.0022	2033	11	2129	23	2075	10	2390	130	105										
110	0.04	517	209	224	0.40	6155.000	0.074	0.0	0.3681	0.0047	1.3	1062.01	0.1232	0.0022	1983	9	2020	22	2002	10	2221	99	102										
114	0.00	463	42	52	0.09	4507.000	0.073	0.0	0.2766	0.0050	1.8	1116.05	0.1333	0.0035	1922	12	1571	25	1738	13	2500	280	82										
115	0.00	231	91	92	0.39	6304.000	0.079	0.0	0.3633	0.0050	1.4	1098.23	0.1115	0.0022	2046	11	1999	23	2018	11	2140	160	98										

Table 7

Summary of LA-ICP-MS data of zircons from sample JR-289A (syenogranite gneiss).

JR-289A														Corrected ratios										Corrected ages									
SPOT	f(206%)	U	Th/U	¹⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2s	¹⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	RHO	¹⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	¹⁰⁸ Pb/ ²³² Th	RHO											
1759 Ma																																	
156	0.00	54.42	0.80	0.09085	2.60	0.10608	1.19	4.633	2.00	0.31675	1.61	0.80	1733	22	1774	25	1755	17	1758	102.35													
127	0.85	84.80	1.40	0.08738	1.81	0.10814	1.92	4.717	2.50	0.31638	1.80	0.64	1768	35	1772	25	1770	21	1693	100.21													
2106 Ma																																	
140	0.00	196.71	0.43	0.10055	1.73	0.13074	1.02	6.959	1.73	0.38604	1.40	0.81	2108	18	2104	25	2106	16	1937	99.83													
128	0.00	66.52	0.42	0.10895	3.34	0.13057	1.15	6.961	1.98	0.38667	1.61	0.81	2106	20	2107	29	2106	18	2090	100.08													
2164 Ma																																	
139	0.00	174.80	1.30	0.10025	1.76	0.13323	1.07	7.375	1.79	0.40145	1.43	0.80	2141	19	2176	27	2158	16	1931	101.62													
143	0.00	79.14	1.08	0.10491	1.87	0.13311	1.07	7.412	1.83	0.40384	1.49	0.81	2139	19	2187	28	2162	17	2017	102.21													
130	0.00	135.36	0.76	0.09789	2.27	0.13478	1.09	7.414	1.89	0.39893	1.54	0.82	2161	19	2164	28	2163	17	1888	100.14													
145	0.45	65.62	0.77	0.10140	2.86	0.13578	1.36	7.439	2.16	0.39736	1.69	0.78	2174	24	2157	31	2166	20	1952	99.21													
157	0.00	110.43	0.72	0.11270	2.09	0.13489	1.09	7.441	1.85	0.40011	1.50	0.81	2163	19	2170	28	2166	17	2158	100.32													
162	0.00	81.82	0.73	0.10790	2.67	0.13613	1.15	7.527	1.98	0.40101	1.61	0.81	2179	20	2174	30	2176	18	2071	99.78													
Neoproterozoic																																	
126	0.00	125.39	0.96	0.12727	1.95	0.17959	1.06	12.596	1.84	0.50867	1.51	0.82	2649	18	2651	33	2650	17	2421	100.07													
133	0.00	106.58	1.48	0.12487	1.91	0.17899	1.07	12.627	1.87	0.51164	1.54	0.82	2644	18	2664	34	2652	18	2378	100.76													
141	0.00	57.11	0.94	0.12496	2.46	0.17924	1.11	12.635	1.97	0.51127	1.63	0.83	2646	18	2662	36	2653	19	2380	100.61													
132	0.00	35.83	1.30	0.13201	2.74	0.18001	1.19	12.658	2.17	0.50998	1.82	0.84	2653	20	2657	40	2655	21	2506	100.14													
158	0.00	33.15	1.19	0.12631	3.18	0.17973	1.25	12.735	2.32	0.51391	1.95	0.84	2650	21	2673	43	2660	22	2404	100.86													

Table 8

Summary of LA-ICP-MS data of zircons from sample DS-07 (amphibolite – metavolcanosedimentary sequence).

DS-07														Corrected ratios										Corrected ages									
Spot	Total Pb %	Pb ppm	Th	U	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	coef. corr	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	¹⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	¹⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	% conc ^c								
16.2	0.00	52	26	105	0.25	7.5152	0.1970	0.4008	0.0040	0.75	2.4953	0.0249	0.1360	0.0037	0.0800	0.0041	2.173	0.018	2.175	0.024	2.177	0.048	99										
3.2	0.04	46	21	91	0.24	7.5080	0.1724	0.3987	0.0044	0.94	2.5984	0.0277	0.1366	0.0034	0.0784	0.0049	2.163	0.020	2.174	0.020	2.184	0.042	99										
18.1	0.10	43	30	82	0.36	7.7951	0.2080	0.4100	0.0041	0.46	2.4393	0.0245	0.1379	0.0038	0.1420	0.0097	2.215	0.019	2.208	0.024	2.201	0.049	100										
2.1	0.11	66	44	122	0.36	7.8766	0.1630	0.4126	0.0043	0.87	2.4235	0.0250	0.1384	0.0031	0.1293	0.0047	2.227	0.020	2.217	0.019	2.208	0.039	100										
6.1	0.14	50	25	97	0.26	7.7593	0.1718	0.4073	0.0044	0.37	2.4555	0.0266	0.1382	0.0033	0.0902	0.0043	2.202	0.020	2.203	0.020	2.205	0.041	99										
4.1	0.15	28	13	52	0.26	7.6674	0.2014	0.4057	0.0051	0.35	2.4646	0.0308	0.1371	0.0040	0.0892	0.0054	2.195	0.023	2.193	0.024	2.190	0.050	100										
7.1	0.15	47	36	89	0.41	7.8429	0.1807	0.4122	0.0046	0.32	2.4258	0.0273	0.1380	0.0035	0.1340	0.0069	2.225	0.021	2.213	0.021	2.202	0.044	100										
14.1	0.18	25	13	47	0.28	7.8384	0.2745	0.4045	0.0051	0.28	2.4724	0.0310	0.1406	0.0053	0.1015	0.0070	2.190	0.023	2.213	0.032	2.234	0.066	98										
8.1	0.18	17	7	33	0.20	7.9782	0.2626	0.4203	0.0064	0.11	2.3791	0.0359	0.1377	0.0052	0.0739	0.0083	2.262	0.029	2.229	0.030	2.198	0.065	101										
17.1	0.23	30	14	61	0.23	7.7442	0.2203	0.4076	0.0043	0.82	2.4536	0.0258	0.1378	0.0041	0.0760	0.0040	2.204	0.020	2.202	0.026	2.200	0.053	100										
11.1	0.23	52	32	103	0.31	7.8213	0.2082	0.4107	0.0041	0.79	2.4347	0.0245	0.1381	0.0038	0.1045	0.0049	2.218	0.019	2.211	0.024	2.204	0.048	100										
7.2	0.25	43	23	83	0.27	7.8983	0.1744	0.4073	0.0045	0.45	2.4553	0.0270	0.1371	0.0034	0.0904	0.0037	2.203	0.021	2.196	0.020	2.190	0.043	100										
15.1	0.27	82	63	158	0.40	7.7279	0.1980	0.4083	0.0040	0.01	2.4493	0.0237	0.1373	0.0036	0.1132	0.0139	2.207	0.018	2.200	0.023	2.193	0.046	100										
9.1	0.28	51	30	98	0.30	7.8667	0.2129	0.4160	0.0043	0.55	2.4037	0.0248	0.1375	0.0038	0.1136	0.0056	2.402	0.019	2.218	0.024	2.196	0.049	101										
1.1	0.31	19	13	35	0.37	7.8917	0.2551	0.4134	0.0062	0.54	2.4189	0.0266	0.1384	0.0050	0.1078	0.0116	2.230	0.028	2.219	0.029	2.208	0.062	100										
5.2	0.33	52	32	103	0.32	7.6247	0.1687	0.4016	0.0043	0.55	2.4898	0.0267	0.1377	0.0033	0.1043	0.0025	2.177	0.020	2.188	0.020	2.198	0.041	99										
10.1	0.33	44	23	85	0.27	7.8511	0.2150	0.4088	0.0042	0.08	2.4462	0.0251	0.1393	0.0040	0.0892	0.0053	2.209	0.019	2.214	0.025	2.218	0.049	99										
12.1	0.70	23	14	46	0.30	7.6424	0.2604	0.3944	0.0049	0.29	2.5354	0.0314	0.1405	0.0051	0.0975	0.0086	2.143	0.023	2.190	0.031	2.234	0.064	97										
13.1	1.70	29	10	59	0.18	7.5388	0.2156	0.3960	0.0042</																								

Anexo II

Anexo II – Coordenadas dos afloramentos visitados durante as atividades de campo.

Ponto	UTMe	UTMn	Rocha	Ponto	UTMe	UTMn	Rocha
JR-287	309074	9123447	Formações ferríferas	JR-328	327135	9132884	Anfibolito
JR-288	309542	9122304	Ortognaisse sienogranítico	JR-329	326730	9132969	Anfibolito
JR-289	309392	9119846	Ortognaisse sienogranítico, pegmatito	JR-330	326667	9133056	Ortognaisse sienogranítico, magnetitito
JR-290	310321	9121391	Pegmatito	JR-331	325157	9132841	Ortognaisse sienogranítico
JR-291	312000	9124651	Ortognaisse sienogranítico, pegmatito	JR-332	324509	9133017	Anfibolito
JR-292	312223	9124761	Formações ferríferas	JR-333	324230	9132963	Ortognaisse sienogranítico
JR-293	312159	9124859	Ortognaisse sienogranítico, pegmatito	JR-334	307565	9122733	Formações ferríferas
JR-294	312570	9125203	Pegmatito	JR-336	307959	9122891	Formações ferríferas
JR-295	316289	9123156	Pegmatito	JR-337	313587	9128175	Formações ferríferas
JR-296	315875	9123415	Ortognaisse granodiorítico	JR-338	314351	9128721	Pegmatito
JR-297	315640	9123851	Ortognaisse sienogranítico	JR-339	314361	9128631	Pegmatito
JR-298	316276	9125729	Ortognaisse sienogranítico	DS-04	283330	9119563	Ortognaisse TTG
JR-299	316807	9125911	Ortognaisse sienogranítico	DS-05	283424	9120468	Quartzito
JR-300	317088	9125843	Ortognaisse sienogranítico	DS-06	285429	9121727	Ortognaisse TTG, metagabro
JR-301	318805	9127318	Ortognaisse sienogranítico	DS-07	287925	9123045	Metagabro, anfibolito
JR-302	317590	9132493	TTG	DS-08	295284	9134756	Formações ferríferas, magnetitito
JR-303	315886	9130644	Anfibolito	DS-09	296505	9134314	Metachert
JR-304	315212	9129195	Ortognaisse sienogranítico	DS-10	296862	9134173	Anfibolito
JR-305	314019	9128157	Formações ferríferas	DS-11	335993	9132663	Ortognaisse TTG
JR-306	296164	9118411	Ortognaisse sienogranítico	DS-12	335898	9132629	Ortognaisse TTG, ortognaisse sienogranítico
JR-307	303160	9120133	Anfibolito	DS-13	335720	9132590	Ortognaisse TTG, anfibolito
JR-308	304807	9123690	Ortognaisse sienogranítico	DS-14	327746	9132558	Ortognaisse TTG, anfibolito
JR-309	309097	9122992	Ultramáfica	DS-15	325694	9132973	Formações ferríferas
JR-310	308796	9123361	Formações ferríferas	DS-16	325311	9132905	Ortognaisse migmatítico
JR-311	308313	9123045	Formações ferríferas	DS-17	324772	9132863	Formações ferríferas, ortognaisse TTG
JR-312	308156	9122930	Formações ferríferas	DS-18	324381	9132985	Ortognaisse TTG
JR-313	308036	9122841	Formações ferríferas	DS-19	323853	9132982	Formações ferríferas
JR-314	309260	9123518	Formações ferríferas	DS-20	323129	9127335	Ortognaisse TTG
JR-315	309103	9123414	Ultramáfica	CB-01	298365	9133533	anfibolito hidrotermal
JR-316	311192	9124101	Anfibolito	CB-02	301322	9132825	Metaultramáfica
JR-317	311042	9124019	Anfibolito	CB-03	303814	9130229	Ortognaisse migmatítico
JR-318	310783	9124010	Formações ferríferas	CB-05	304669	9121022	Anfibolito
JR-319	311541	9124481	Ortognaisse sienogranítico	CB-06	307973	9124015	Anfibolito
JR-320	311669	9122874	Pegmatito	CB-07	308821	9123017	Metaultramáfica, BIF
JR-321	311892	9124336	Anfibolito	CB-08	307991	9122907	Formações ferríferas
JR-322	308703	9126349	Pegmatito	CB-09	309913	9122142	Ortognaisse TTG
JR-323	307637	9125752	Anfibolito, metapegmatito granítico	CB-10	313816	9125561	Anfibolito
JR-324	306296	9125166	Anfibolito	CB-11	320742	9128547	Ortognaisse TTG
JR-325	305514	9125137	Ortognaisse sienogranítico	CB-12	319859	9130824	Formações ferríferas, anfibolito
JR-326	328189	9131886	Pegmatito	CB-13	320746	9130924	Pegmatito e formações ferríferas bandadas
JR-327	328189	9131886	Anfibolito	CB-14	328981	9130708	Ortognaisse TTG e pegmatito