



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Mario Cesar Prazim Trotta

**Geologia da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das
Pedras, Alagoas**

Rio de Janeiro

2015

Mario Cesar Prazim Trotta

**Geologia da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras,
Alagoas**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientadora: Prof.^a Dra. Nely Palermo

Rio de Janeiro

2015

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

T858 Trotta, Mario Cesar Prazim.
Geologia da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras, Alagoas / Mario Cesar Prazim Trotta. – 2015.
174 f. il.

Orientadora: Nely Palermo.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Minérios de ferro – Campo Grande (AL) - Teses. 2. Geologia econômica - Campo Grande (AL) - Teses. 3. Geoquímica – Campo Grande (AL) – Teses. I. Palermo, Nely. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 553.31(813.5)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Mario Cesar Prazim Trotta

**Geologia da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras,
Alagoas**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Aprovada em 19 de fevereiro de 2015

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Nely Palermo (Orientadora)

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Luiz Carlos Bertolino

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Correa Neto

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2015

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha querida Amanda, que me incentivou em todos os momentos difíceis desta longa jornada.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar à minha família, especialmente ao meu pai e à minha mãe, por sempre acreditarem no valor da educação. À família Coelho Ferreira, agradeço pela acolhida sempre calorosa e sincera em Minas Gerais. À minha esposa e companheira Amanda, pelo apoio e compreensão durante as incontáveis horas de trabalho duro.

Aos meus eternos amigos, agradeço por sempre me lembrarem que nunca estarei sozinho, mesmo que separado pela distância.

À minha orientadora Profa. Dra. Nely Palermo pela importante ajuda no desenvolvimento da pesquisa e organização das ideias. Aos Profs. Drs. Ciro Alexandre Ávila e Atlas Vasconcelos Correa Neto pelas discussões e revisão crítica nos seminários. A todos eles agradeço também pela paciência e boa-vontade ao tentar ajustar suas ocupadíssimas agendas à minha. Aos funcionários do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da UERJ, Luiz, Núbia e Gabriela e às secretárias da Pós-Graduação Juçara e Marianni às quais deixo um agradecimento especial pelo carinho com que me ajudaram em todas as vezes que precisei.

Ao geólogo Ricardo Gallart, amigo e patrocinador deste trabalho, que acreditou no potencial dos alvos estudados e sem o qual a presente dissertação não teria sido possível. À empresa Atlantica Mining e seus sócios e diretores, Francisco Gomes, Ricardo Gallart, Renato Gomes, Wiliam Campos e Anuj Timblo pelo total apoio financeiro e logístico nas etapas de campo e pela gentil disponibilização de todos os dados de sondagem.

Ao Prof. Dr. Cláudio Limeira e ao geólogo Celso Frizzo, pela carta de recomendação escrita para a comissão da pós-graduação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por me conceder uma bolsa de mestrado que me foi imprescindível.

A todos os amigos e pessoas que me ajudaram durante esta longa e cansativa jornada deixo aqui meus sinceros agradecimentos na certeza de que sozinho não teria alcançado esta conquista.

Quando Galileu provou que Deus estava errado
No capítulo I do Gênesis, quase foi queimado
A História é escrita pelas grandes transgressões
De quem mudou o mundo com suas inquietações
Se na nossa lei a ordem deve se manter
Eu quero desobedecer
Só quero dar uma volta do outro lado
Pra ver como é que está

Tonho Gebara

RESUMO

TROTTA, Mario Cesar Prazim. *Geologia da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras, Alagoas*. 2015. 174 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

A formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras localiza-se no município de Campo Grande, Estado de Alagoas e está sendo pesquisada quanto ao seu potencial como minério de ferro. Ela está inserida em um domo de embasamento arqueano no interior da Faixa Sergipana, o Domo de Jirau de Ponciano. A área de estudo é caracterizada por dois altos topográficos denominados Serrote do Breu e Alto das Pedras, sustentados pela formação ferrífera, e que representam flancos opostos de um sinformal inclinado, com direção N60°W e forte mergulho para sul, e extensão total de aproximadamente 2 km. A formação ferrífera ocorre em diversas camadas intercaladas em gnaisses quartzo-feldspáticos e em rochas metamáficas. Os primeiros foram agrupados na unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos e as últimas na suíte intrusiva máfica-ultramáfica. Na porção interior do sinformal estão quartzitos e paragnaisses agrupados na unidade metassedimentar e cortando essas unidades há uma unidade de pegmatitos. A formação ferrífera é constituída por quartzo, hematita, anfibólio e magnetita. O anfibólio é em geral cummingtonita, mas riebeckita também ocorre subordinadamente. Os teores médios de SiO₂, e Fe₂O₃t são 43,1% e 50,7%, respectivamente, e, assim como os demais elementos maiores, são compatíveis com outras formações ferríferas do mundo. Com base na petrografia e geoquímica de elementos terras raras os gnaisses quartzo-feldspáticos foram divididos em gnaisses bandados e gnaisses com titanita. Ambos apresentam composição riolítica e *trend* calcio-alcálico. Já as rochas metamáficas e metaultramáficas apresentam composição basáltica a andesítica e *trend* toleítico completamente dissociado daquele dos gnaisses. Acredita-se que os gnaisses quartzo-feldspáticos e as rochas metamáficas e metaultramáficas tenham se formado em ambientes tectônicos totalmente distintos, com as últimas tendo se formado provavelmente intrusivas nos primeiros.

Palavras-chave: Formações ferríferas. Arqueano. Domo de Jirau do Ponciano. Complexo Nicolau-Campo Grande. Alagoas.

ABSTRACT

TROTTA, Mario Cesar Prazim. *Geology of Serrote do Breu and Alto das Pedras iron-formation, Alagoas*. 2015. 174 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Serrote do Breu and Alto das Pedras are located in the municipality of Campo Grande, in the State of Alagoas where an iron-formation occurs. It is currently being explored for its potential for hosting an iron ore deposit. It is tectonically settled inside Jirau do Ponciano Dome, an Archean basement within Sergipano Belt. Serrote do Breu and Alto das Pedras are two topographic highs totaling 2 km in length, marked by outcrops of iron-formation which represent opposite limbs of an inclined sinformal elongated N60°W and dipping steeply to the South. This iron-formation comprises of several layers intercalated with quartz-feldspathic and metamafic rocks. The former were grouped into quartz-feldspathic gneisses unit and the latter into mafic-ultramafic intrusive suite. Quartzites and paragneisses were mapped and grouped into metasedimentary unit and all units are cross-cutted by pegmatites unit. Iron-formation is constituted by quartz, hematite, amphibole and magnetite. Amphibole is commonly cummingtonite, but riebeckite also occurs. Average grades for SiO₂ and Fe₂O₃t are 43,1% and 50,7%, respectively, and along with other major elements, are similar to other iron-formations of the world. Considering petrographical and geochemical data, quartz-feldspathic gneisses were divided into banded gneisses and sphene-bearing gneisses although both presents rhyolitic composition and calc-alkaline trends. Metamafic and metaultramafic rocks present basaltic to andesitic composition and show a tholeiitic trend completely different from that of gneisses. It is proposed here that these distinct rocks were formed in completely different tectonic settings with the latter being probably intrusive in the former.

Keywords: Iron-formations. Archean. Jirau do Ponciano dome. Nicolau-Campo Grande complex. Alagoas.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa de domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema	19
Figura 2 –	Mapa de localização da área de estudo.....	20
Figura 3 –	Mapa geológico da região de Arapiraca.....	21
Figura 4 –	Diagrama esquemático do volume de diferentes formações ferríferas em função das idades.....	31
Figura 5 –	Diagrama de estabilidades relativas dos minerais em formações ferríferas em função das zonas metamórficas	36
Figura 6 –	Diagrama de estabilidade calculada de Al-silicatos em formações ferríferas metamorfizadas em baixo a médio-grau.....	42
Figura 7 –	Gráfico dos teores em peso dos óxidos maiores de várias formações ferríferas do mundo	44
Figura 8 –	Desenho esquemático de ambiente deposicional das formações ferríferas e litologias associadas.....	47
Figura 9 –	Desenho esquemático de ambiente deposicional das formações ferríferas e litologias associadas.....	48
Figura 10 –	Modelos paleo-oceanográficos para as formações ferríferas do Arqueano ao Mesoproterozoico	50
Figura 11 –	Modelo paleo-oceanográfico para a deposição de formação ferrífera no Neoproterozoico	51
Figura 12 –	Coluna litoestratigráfica proposta para as unidades mapeadas na área de estudo	60
Figura 13 –	Formação ferrífera da fácies óxido no Alto das Pedras	62
Figura 14 –	Formação ferrífera da fácies silicato no Serrote do Breu	62
Figura 15 –	Amostra de formação ferrífera da fácies silicato fortemente intemperizada.....	63
Figura 16 –	Fotomicrografias de estruturas em amostras de formação ferrífera	65
Figura 17 –	Fotomicrografia de grãos de quartzo em formação ferrífera	66
Figura 18 –	Fotomicrografias de hematita em formação ferrífera	67

Figura 19 –	Fotomicrografias de magnetita e hematita em formação ferrífera.	68
Figura 20 –	Fotomicrografias de anfibólios em formação ferrífera	69
Figura 21 –	Fotomicrografias de goethita em formação ferrífera	70
Figura 22 –	Gnaiss quartzo-feldspático exibindo foliação definida por níveis ricos em minerais máficos.....	71
Figura 23 –	Gnaiss quartzo-feldspático, maciço a finamente bandado, com porfiroblastos de granada	72
Figura 24 –	Fotomicrografias de gnaiss quartzo-feldspático com titanita.....	74
Figura 25 –	Fotomicrografias de gnaisses quartzo-feldspáticos	75
Figura 26 –	Biotita gnaiss bandado e fortemente foliado	77
Figura 27 –	Blocos in-situ de quartzito micáceo branco	77
Figura 28 –	Afloramento de anfibolito em Alto das Pedras	79
Figura 29 –	Rocha metamáfica bandada	79
Figura 30 –	Rocha metaultramáfica com estrutura maciça e formada quase exclusivamente por anfibólio.....	80
Figura 31 –	Rocha metaultramáfica formada exclusivamente por anfibólio	81
Figura 32 –	Fotomicrografias de anfibolitos compreendidos dentro da unidade metassedimentar.....	83
Figura 33 –	Fotomicrografias de rocha metaultramáfica (amostra ME-156)	84
Figura 34 –	Fotomicrografias de rocha metaultramáfica (amostra ME-133)	85
Figura 35 –	Pegmatito com fenocristais de quartzo	86
Figura 36 –	Fotos de estruturas em formação ferrífera.....	88
Figura 37 –	Projeções estereográficas de medidas de bandamento e foliação em formação ferrífera e em gnaisses e quartzitos da unidade metassedimentar.....	89
Figura 38 –	Lineação de estiramento em formação ferrífera.....	90
Figura 39 –	Xistosidade em gnaiss com biotita da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos	91
Figura 40 –	Faturas em formação ferrífera	92
Figura 41 –	Gráfico dos teores em peso dos óxidos maiores de várias formações ferríferas do mundo e da área de estudo	94
Figura 42 –	Diagramas de Harker com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos	97

Figura 43 –	Diagrama TAS (LE BAS et al., 1986) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos.....	98
Figura 44 –	Diagrama $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ (WINCHESTER; FLOYD, 1977) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos.....	98
Figura 45 –	Diagrama normativo An-Or-Ab (O’CONNOR, 1965) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos.....	99
Figura 46 –	Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) \times Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (SHAND, 1943) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos	99
Figura 47 –	Diagrama $MgO-FeOt-Na_2O + K_2O$ (IRVINE; BARAGAR, 1971) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos com titanita (GNF) e bandado porfiroblástico (GNO)	100
Figura 48 –	Diagrama de distribuição dos conteúdos de elementos terras raras para gnaisses bandados	100
Figura 49 –	Diagrama de distribuição dos conteúdos de elementos terras raras para gnaisses bandados e gnaisses com titanita.....	101
Figura 50 –	Diagramas de classificação tectônica de Pearce, Nigel e Tindle (1984) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos..	102
Figura 51 –	Diagrama TAS (LE BAS et al., 1986) com análises químicas de rochas metamáficas	104
Figura 52 –	Diagrama $MgO-FeOt-Na_2O + K_2O$ (IRVINE; BARAGAR, 1971) com análises químicas de rochas metamáficas	104
Figura 53 –	Diagrama $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ (WINCHESTER; FLOYD, 1977) com análises químicas de rochas metamáficas.....	105
Figura 54 –	Diagramas de classificação tectônica de Pearce e Cann (1973) com as análises químicas de rochas metamáficas	106
Mapa 1 –	Mapa geológico do Serrote do Breu e de Alto das Pedras (1:7.500).....	121
Figura 55 –	Log geológico do furo CG-SB-DDH-0001 (continua)	129
Figura 56 –	Log geológico do furo CG-SB-DDH-0002 (continua)	132
Figura 57 –	Log geológico do furo CG-SB-DDH-0003 (continua)	134
Figura 58 –	Log geológico do furo CG-SB-DDH-0004 (continua)	136
Figura 59 –	Log geológico do furo CG-SB-DDH-0005 (continua)	138

Figura 60 – Log geológico do furo CG-SB-DDH-0006 (continua)	140
---	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Limites de detecção por elemento/óxido analisado.....	26
Tabela 2 –	Minerais das assembleias diagenéticas a metamórficas de baixo-grau em formações ferríferas e suas composições simplificadas .	34
Tabela 3 –	Quadro de lâminas petrográficas preparadas	123
Tabela 4 –	Principais características petrográficas das amostras de formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras	124
Tabela 5 –	Contagem modal de lâminas polidas de formação ferrífera	125
Tabela 6 –	Características dos anfibólios de amostras de formação ferrífera	126
Tabela 7 –	Contagem modal de lâminas delgadas de Gnaiss Quartzo-Feldspático com Titanita	127
Tabela 8 –	Concentrações de óxidos maiores e elementos menores de amostras de formação ferrífera	143
Tabela 9 –	Concentrações de elementos terras raras de amostras de formação ferrífera.....	144
Tabela 10 –	Concentrações de óxidos maiores e elementos menores de amostras de gnaisses	146
Tabela 11 –	Concentrações de elementos terras raras de amostras de gnaisses.....	156
Tabela 12 –	Concentrações de óxidos maiores e elementos menores de amostras de rochas metamáficas	167
Tabela 13 –	Concentrações de elementos terras raras de amostras de rochas metamáficas.....	171

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab	albita
AFM	<i>Alkalis</i> : FeO _t : MgO
Alm	almandina
Am	anfíbólio
An	anortita
AP	Alto das Pedras
Arf	arfvedsonita
BIF	banded iron-formation
Bio	biotita
Bt	biotita
Cb	carbonato
Chl	clorita
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Cum	cummingtonita
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
Epi	epidoto
ETR	elementos terras raras
ETRL	elementos terras raras leves
ETRP	elementos terras raras pesados
FF	formação ferrífera
GIF	granular iron-formation
GNB	gnaisse bandado
GNF	gnaisse quartzo-feldspático félsico
GNP	gnaisse quartzo-feldspático bandado e/ou porfiroblástico
Grt	granada
Gru	grunerita
Gt	goethita
Hem	hematita
Hbl	hornblenda
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry

ICP-OES	Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry
Kfs	feldspato potássico
Mag	magnetita
Min	minnesotaíta
MM	rocha metamáfica
Ms	muscovita
MU	rocha metaultramáfica
Op	mineral opaco
Or	ortoclásio
Pl	plagioclásio
Py	pirita
Qtz	quartzo
Rbk	riebeckita
SAP	saprolito
SB	Serrote do Breu
SOL	solo
Stil	stilpnomelana
TAS	Total Alkalis : Silica
To	turmalina
Tr	tremolita
Ttn	titanita
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Zus	zussmanita

LISTA DE SÍMBOLOS

cm	centímetro
dm	decímetro
km	quilômetro
m	metro
mm	milímetro
ppb	partes por bilhão
ppm	partes por milhão

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	OBJETIVOS	23
2	METODOLOGIA	24
3	FORMAÇÕES FERRÍFERAS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	30
4	GEOLOGIA REGIONAL	52
4.1	Introdução	52
4.2	Unidades Tectono-Estratigráficas	53
4.2.1	<u>Embasamento arqueano</u>	53
4.2.2	<u>Faixas de Dobramentos Sergipana e Sul-Alagoana</u>	56
4.3	Geologia Estrutural	57
5	GEOLOGIA DA ÁREA DO SERROTE DO BREU E DE ALTO DAS PEDRAS	59
5.1	Introdução	59
5.2	Descrição das Unidades Litoestratigráficas	59
5.2.1	<u>Formação ferrífera</u>	60
5.2.2	<u>Unidade de Gnaisses Quartzo-Feldspáticos</u>	71
5.2.3	<u>Unidade Metassedimentar</u>	76
5.2.4	<u>Suíte Intrusiva Máfica-Ultramáfica</u>	78
5.2.5	<u>Unidade de Pegmatitos</u>	86
5.3	Geologia Estrutural da região do Serrote do Breu e de Alto das Pedras	87

6	GEOQUÍMICA	93
6.1	Formação Ferrífera	93
6.2	Gnaiss Quartzo-Feldspático Rosa com Titanita	95
6.3	Rochas Metamáficas	103
7	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	107
	REFERÊNCIAS	110
	APÊNDICE A – Mapa geológico do Serrote do Breu e de Alto das Pedras (1:7.500).....	120
	APÊNDICE B – Tabelas de dados petrográficos.	122
	APÊNDICE C – Logs dos furos de sondagem:	128
	ANEXO A – Tabelas de resultados analíticos de amostras de formação ferrífera	142
	ANEXO B – Tabelas de resultados analíticos de amostras de gnaiss quartzo-feldspático rosa com titanita (GNF) e de gnaisses bandados porfiroblásticos (GNP)	145
	ANEXO C – Tabelas de resultados analíticos de amostras de rochas metamáficas	166

INTRODUÇÃO

A ideia do presente autor de estudar formações ferríferas em ambientes geológicos de alto grau de metamorfismo e de deformação nasceu da sua dificuldade, como geólogo de exploração, em aplicar em tais ambientes os conhecimentos difundidos na vasta bibliografia disponível sobre as formações ferríferas, na sua maior parte dedicada a formações cujo grau metamórfico e de deformação são considerados baixos. Em decorrência disto, surgiu a necessidade de se entender o modelo genético responsável pela deposição destas formações ferríferas, consideradas muitas vezes controversas devido às suas complexas histórias de evolução geológica.

O presente trabalho teve como escopo inicial investigar e correlacionar diferentes formações ferríferas da Faixa Sergipana (BRITO NEVES, 1975, 1983) e Sul-Alagoana (BRITO NEVES, 1983; AMORIM, 1995), incluindo os alvos conhecidos como Serrote do Breu e Alto das Pedras. As ferramentas a serem utilizadas seriam originalmente apenas o mapeamento geológico de semi-detalhe e a petrografia, e dentro deste contexto, o Serrote do Breu e o Alto das Pedras foram mapeados e amostrados. Após as etapas de campo e de preparação das amostras, estas ferramentas revelaram-se insuficientes para fornecer sozinhas as informações que permitiriam a criação ou a aplicação de um modelo genético para as formações ferríferas da região. Concomitantemente, estes alvos começaram a ser sondados em 2013, e surgiu então a oportunidade de empregar-se mais uma ferramenta neste estudo, a Geoquímica, com a disponibilização dos dados de geoquímica pela empresa detentora dos direitos minerários da área. A resposta dos primeiros resultados de campo e de petrografia, bem como a oportunidade de acesso a novos dados, fez com que o escopo fosse mudado para limitar a área de estudo a estes alvos somente. Por fim, ficou clara a importância de se estender o estudo também às rochas encaixantes da formação ferrífera de modo a fornecer mais pistas sobre a evolução geológica dos alvos.

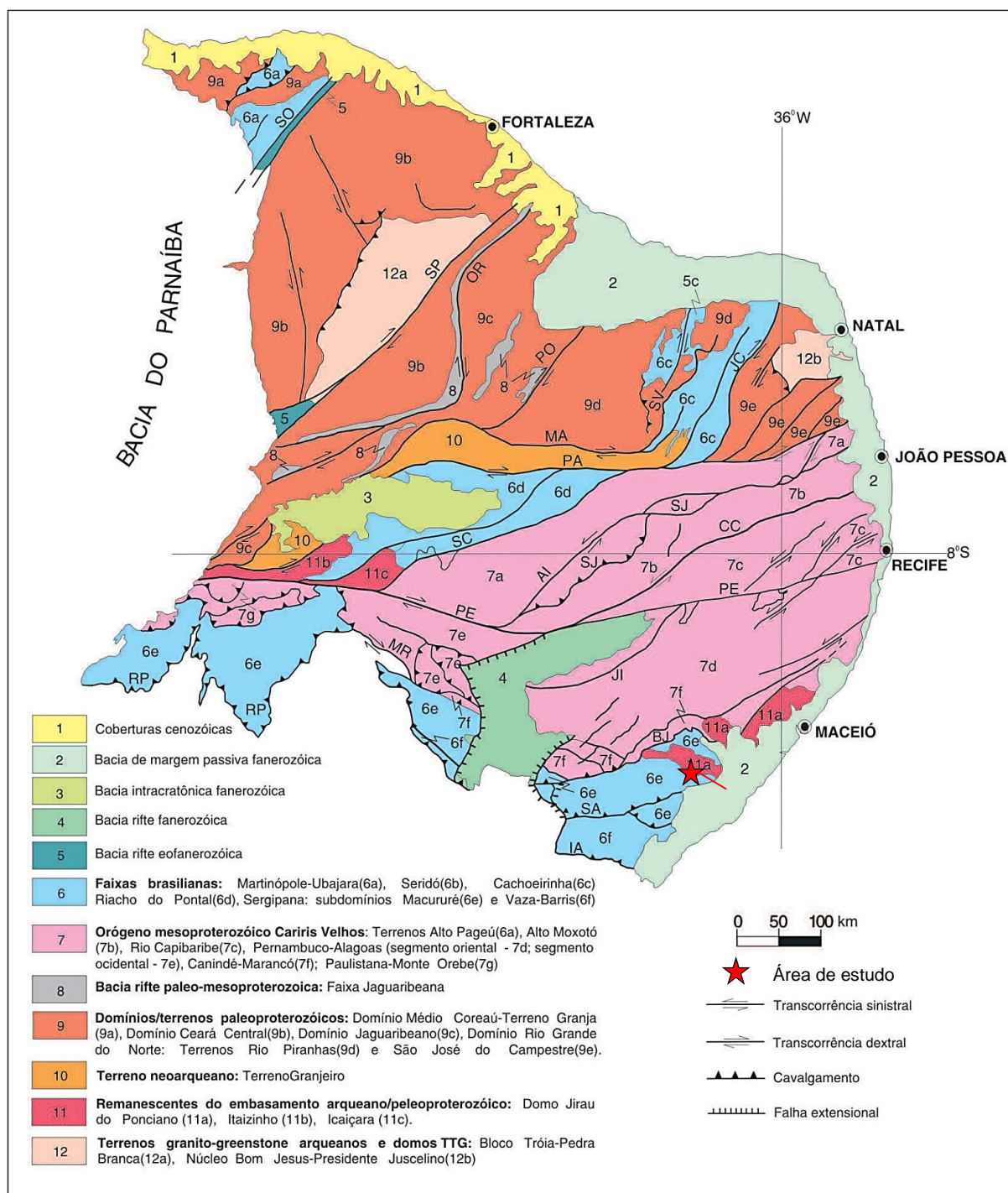
O minério de ferro é a principal *commodity* mineral do Brasil, que exportou 31 bilhões de dólares deste minério em 2012, sendo o segundo maior exportador mundial, atrás apenas da Austrália. Com reservas estimadas em mais de 19 bilhões

de toneladas e tendo produzido 400 milhões de toneladas em 2012, o Brasil é uma potência mundial neste minério (DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL, 2013).

A Província Borborema é historicamente uma região pouco investigada para minério de ferro, em decorrência principalmente do seu elevado grau de deformação (ALMEIDA et al., 1977; BRITO NEVES, 1975, 1983), da enorme distância dos grandes centros siderúrgicos e da pobre infraestrutura logística instalada (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2013). Não obstante, diversos corpos de formação ferrífera são conhecidos nessa província, mais especificamente na região do Baixo Rio São Francisco (MENDONÇA; AMORIM, 1988; AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993; AMORIM, 1995; MENDES; BRITO; PAIVA, 2009), entre os estados de Sergipe e Alagoas, inseridos no domínio da Sub-Província Meridional (DELGADO et al., 2003; Figura 1). Devido à sua proximidade do litoral, espera-se que essa região possa se tornar futuramente produtora de minério de ferro, desde que sejam feitos investimentos a longo prazo em exploração mineral e que esta seja conduzida por *junior companies* com experiência relevante na *commodity*, como é o caso da empresa Atlantica Geologia e Mineração (Atlantica), uma joint venture entre a *junior* canadense Atlantica Mining e a empresa privada indiana Fomento Resources, que vem investindo consistentemente na exploração dos alvos Serrote do Breu e Alto das Pedras, no sul de Alagoas.

A formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras está localizada no município de Campo Grande, a cerca de 30 km a sudoeste da cidade de Arapiraca (Figura 2), e está encaixada em rochas metavulcânicas e metassedimentares do Complexo Nicolau-Campo Grande, no Domo de Jirau do Ponciano (Figura 3), considerado uma janela do embasamento arqueano encravada na Faixa Sul-Alagoana, de idade proterozoica (AMORIM, 1995).

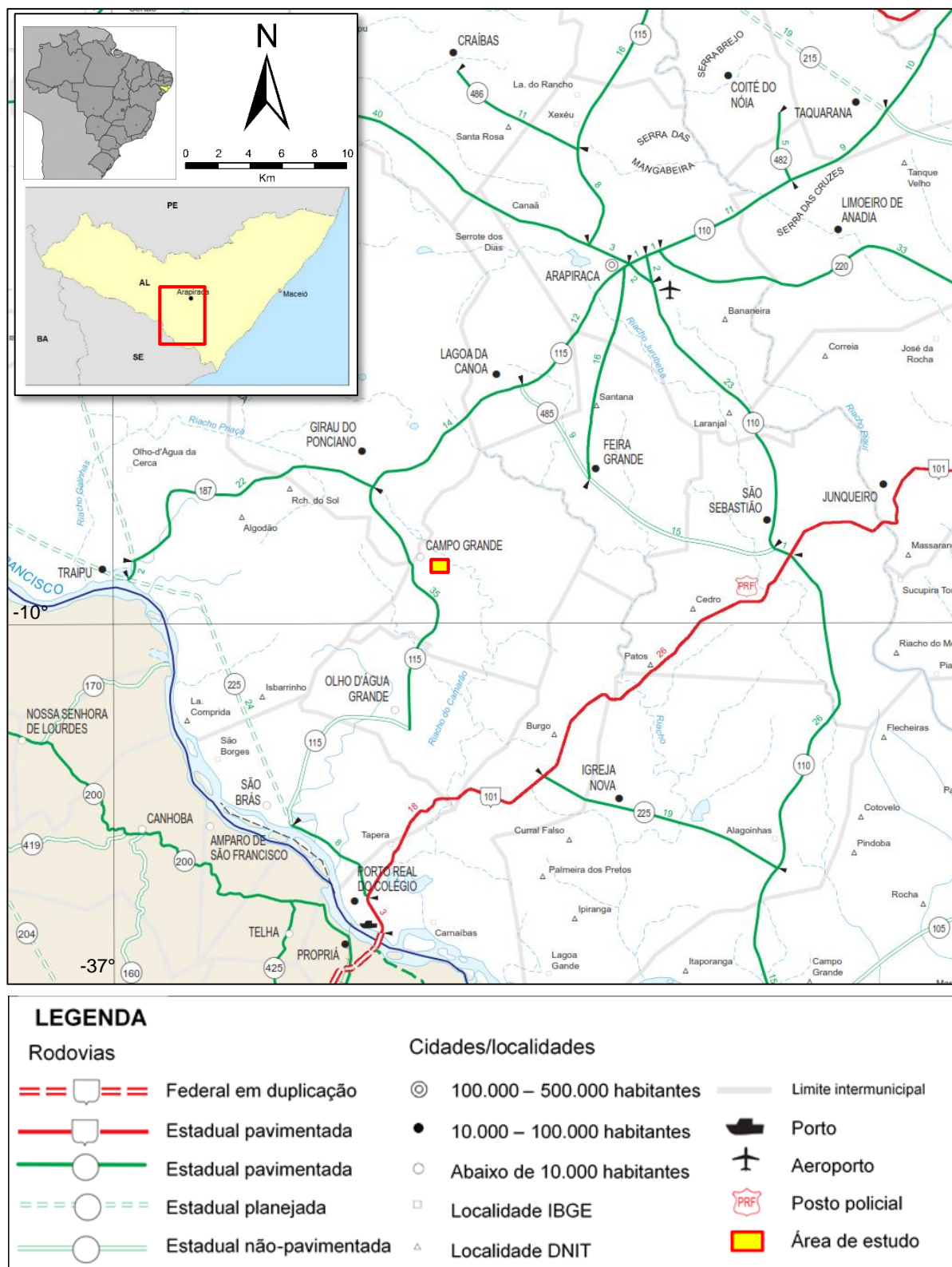
Figura 1 – Mapa de domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema



Legenda: Zonas de cisalhamento: Sobral - Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós - Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí - João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo - Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá - Itaíba (JI), Macururê - Riacho Seco (MR), Belo Monte - Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); Nappes da

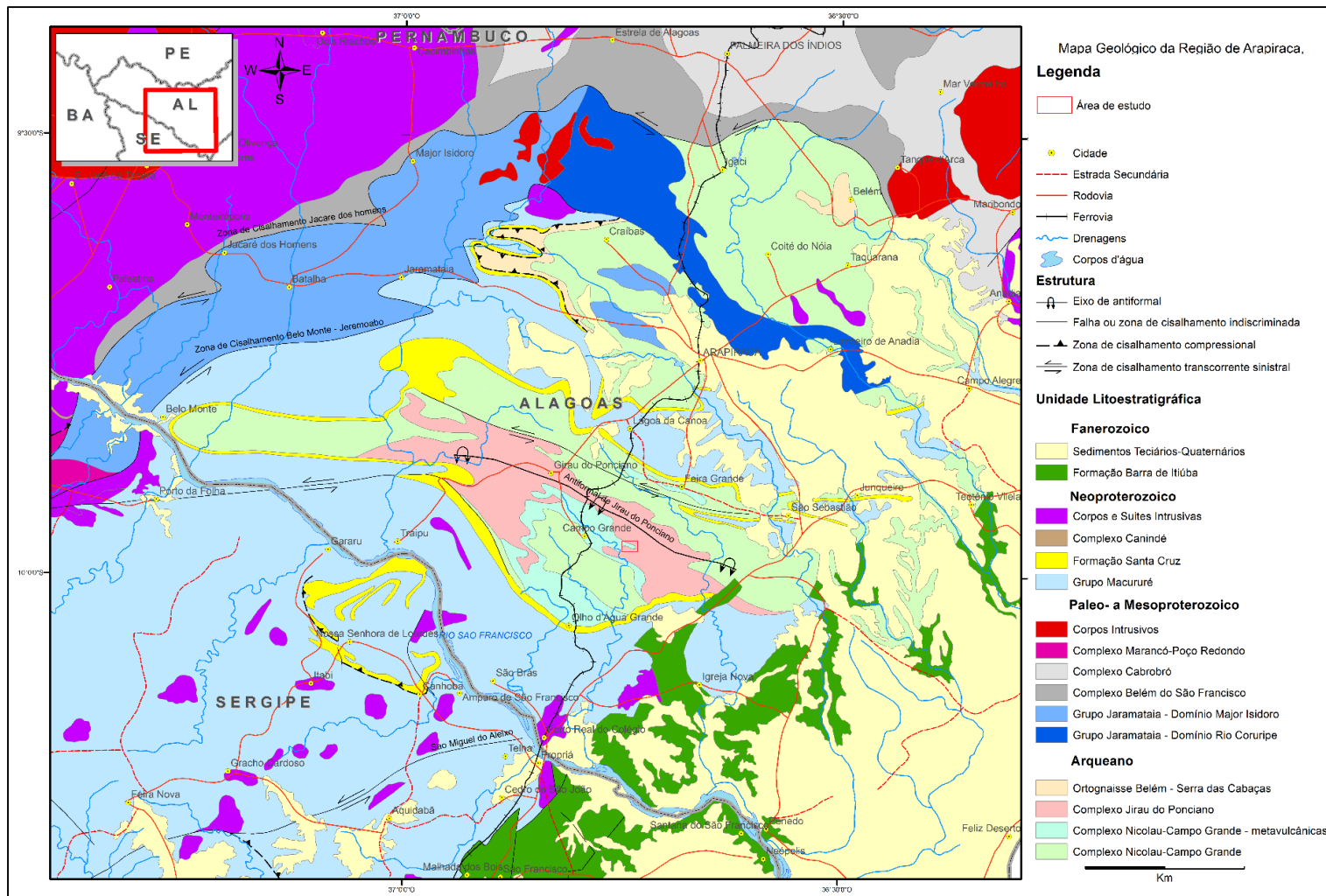
Fonte: Modificado de DELGADO et al., 2003.

Figura 2 – Mapa de localização da área de estudo



Fonte: Modificado de DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA DE TRANSPORTES, 2013.

Figura 3 – Mapa geológico da região de Arapiraca



Fonte: Modificado de AMORIM, 1995 e de SCHOBENHAUS et al.,2004.

A área do Serrote do Breu e de Alto das Pedras é caracterizada por dois altos topográficos homônimos, sustentados por afloramentos de formação ferrífera, que representam flancos opostos de um sinformal inclinado, com direção N60°W e forte mergulho para sul, e extensão total de aproximadamente 2 km (APÊNDICE A). Estes corpos estão encaixados em gnaisses quartzo-feldspáticos e/ou em rochas metamáficas de uma sequência metavulcânica integrante do Complexo Nicolau-Campo Grande, localizada nos flancos externos deste sinformal. No núcleo desta estrutura foram mapeados litotipos paraderivados, como quartzitos, que foram agrupados em uma outra sequência, denominada unidade metassedimentar.

A caracterização petrográfica e geoquímica da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras é muito importante para classificá-la segundo os modelos metalogenéticos mais aceitos atualmente pela comunidade acadêmica e pela indústria da mineração. Estes modelos são comumente utilizados pela indústria da mineração para estabelecer novos guias prospectivos e alvos exploratórios, bem como melhorar a previsibilidade destes tipos de depósitos, desde a etapa inicial de exploração até a avaliação de recursos minerais. Outra motivação para se estudar estes depósitos está relacionada com as características petrográficas e geoquímicas intrínsecas das formações ferríferas como litotipos, que nas últimas décadas vem se transformando em um importante tipo de minério de ferro, após o seu beneficiamento. Estas características devem refletir no seu comportamento durante esta etapa, encarecendo ou até mesmo inviabilizando sua lavra e aproveitamento econômico.

Neste sentido, a Atlantica forneceu imprescindível apoio financeiro e logístico para o desenvolvimento deste estudo, que se traduz agora na forma da presente dissertação de mestrado, entendendo a sua relevância para o desenvolvimento da pesquisa mineral nesses alvos e em outros semelhantes.

1 OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivos principais caracterizar a petrografia e a geoquímica da formação ferrífera do Serrote do Breu e de Alto das Pedras e das suas rochas encaixantes.

Para a caracterização petrográfica foram coletadas amostras de rocha durante a etapa de mapeamento geológico, a partir das quais foram preparadas várias lâminas polidas e delgadas que foram posteriormente descritas ao microscópio petrográfico.

Para a caracterização litogeoquímica, amostras de testemunho de sondagem foram coletadas pela Atlantica e analisadas para vários elementos, sendo seus resultados gentilmente cedidos por essa empresa, que também permitiu acesso aos testemunhos.

2 METODOLOGIA

A metodologia utilizada seguiu as seguintes etapas:

Levantamento Bibliográfico

Foi efetuada a leitura crítica de artigos e mapas referentes à geologia da Província Borborema e mais especificamente da Faixa Sul-Alagoana, com o intuito de fornecer os dados preliminares para a elaboração desse estudo. O mapa geológico da folha Arapiraca na escala 1:100.000, elaborado pela CPRM (AMORIM, 1995) serviu de base para os estudos de detalhe.

Para a caracterização das formações ferríferas e ambiente geológico foram pesquisados artigos científicos e teses em bancos de dados nacionais e internacionais.

Mapeamento de Detalhe

O mapeamento geológico foi realizado na escala 1:7.500, entre 24 de agosto e 5 de setembro de 2013, levando ao todo treze dias de levantamento. Devido à escassez de afloramentos, optou-se por utilizar a metodologia de levantamento geológico de seções espaçadas de 100 em 100 metros, com direção N30°E, transversais aos corpos de formação ferrífera, tendo sido levantadas dezoito seções no Serrote do Breu e dez no Alto das Pedras. As seções possuem aproximadamente 1,2 km de comprimento cada e cobriram uma área de cerca de 3,2 km² (APÊNDICE A).

Coleta e Processamento de Amostras Petrográficas

Durante o mapeamento foram coletadas sete amostras de formação ferrífera e dez das rochas encaixantes, das quais foram preparadas vinte e uma lâminas delgadas e polidas, no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da UERJ. A descrição dessas lâminas buscou classificar os principais litotipos da área estudada, estabelecer suas assembleias minerais, estimar o grau metamórfico das rochas amostradas, identificar tipos de deformação e alterações hidrotermais.

Descrição de Testemunhos de Sondagens

Vários furos de sondagem foram realizados no Serrote do Breu e Alto das Pedras pela empresa de sondagem DMC, a serviço da Atlantica, que gentilmente permitiu o acesso aos testemunhos. Todos os furos foram realizados no diâmetro HQ (63,5 mm) e suas profundidades variaram entre 50 e 200 m.

Foram descritos cinco furos do Serrote do Breu (CG-SB-DDH-0001 a CG-SB-DDH-0005), posicionados na mesma seção transversal, SB-SCT-01, totalizando 541,90 metros. A localização desses furos encontra-se no mapa em anexo (APÊNDICE A) e as suas descrições encontram-se nos *logs* de sondagem em anexo (APÊNDICE C). A descrição dos furos teve como objetivo verificar a continuidade em profundidade dos litotipos observados em superfície durante o mapeamento, assim como suas geometrias, relações de contato, mineralogia, deformação e outros parâmetros geológicos.

Coleta e Processamento de Amostras Geoquímica

Seis testemunhos de sondagem do Serrote do Breu (CG-SB-DDH-0001 a CG-SB-DDH-0006; APÊNDICE A) tiveram amostras analisadas e seus resultados foram

utilizados neste trabalho para a caracterização geoquímica da formação ferrífera, dos gnaisses e das rochas metamáficas mapeados. Todos os testemunhos de sondagem foram serrados longitudinalmente, sendo coletadas amostras de um quarto da seção com um metro de comprimento cada.

Essas amostras foram coletadas e então enviadas para o laboratório SGS-Geosol, em Vespasiano-MG, onde foram preparadas seguindo uma rotina que consiste de secagem a 105 °C, britagem a 3 mm, homogeneização, quarteamento e pulverização de 250 a 300 g da amostra em moinho de aço, com 95% do material passante (polpa) mais fino que 150 mesh. As alíquotas das polpas, com 25 g cada, foram então fundidas com metaborato de lítio e tiveram dezesseis elementos, dentre eles os maiores, na forma de óxidos, analisados pelo método ICP-OES enquanto outros trinta e dois elementos menores e traços foram analisados pelo método ICP-MS. A determinação do Fe neste método abrange tanto o Fe^{+3} , quanto o Fe^{+2} (Fe_2O_3 total, ou Fe_2O_3 t). Não foram feitas determinações do conteúdo de Fe^{+2} (FeO) por volumetria com titulação com dicromato de potássio nestas amostras. Os limites de detecção por elementos destas análises encontram-se sumarizados na Tabela 1.

Tabela 1 – Limites de detecção por elemento/óxido analisado (continua)

Fusão com Metaborato de Lítio - ICP-MS		
Óxido	Limite de Detecção (%)	
	Inferior	Superior
SiO₂	0,01	90
TiO₂	0,01	25
Al₂O₃	0,01	75
Fe₂O₃t	0,01	75
MnO	0,01	10
MgO	0,01	30
CaO	0,01	60
Na₂O	0,01	30
K₂O	0,01	25
P₂O₅	0,01	25

Tabela 1 – Limites de detecção por elemento/óxido analisado (continuação)

Fusão com Metaborato de Lítio - ICP-OES		
Elemento	Limite de Detecção (ppm)	
	Inferior	Superior
Ba	10	100000
Ce	0,1	10000
Co	0,5	10000
Cs	0,05	1000
Cu	5	10000
Dy	0,05	1000
Er	0,05	1000
Eu	0,05	1000
Ga	0,1	10000
Gd	0,05	1000
Hf	0,05	500
Ho	0,05	1000
La	0,1	10000
Lu	0,05	1000
Mo	2	10000
Nb	0,05	1000
Nd	0,1	10000
Ni	5	10000
Pr	0,05	1000
Rb	0,2	10000
Sm	0,1	1000
Sn	0,3	1000
Sr	10	100000
Ta	0,05	10000
Tb	0,05	1000
Th	0,1	10000
Tl	0,5	1000
Tm	0,05	1000
U	0,05	10000
V	5	10000
W	0,1	10000
Y	0,05	10000
Yb	0,1	1000
Zn	5	10000
Zr	10	100000

Fonte: SGS GEOSOL LABORATÓRIOS, 2013.

Os resultados de cento e quarenta e cinco análises químicas de formação ferrífera, gnaisses e rochas metamáficas, foram gentilmente cedidos pela Atlantica e,

compilados em uma planilha de dados do *software* Excel. Esta planilha foi verificada de maneira a serem utilizadas apenas as análises cujas somas das porcentagens de óxidos dos elementos maiores estivessem situadas no intervalo de 98% a 102% em peso, com exceção de duas amostras de gnaiss cujas somas foram 96,92% e 96,99%. Estas análises foram plotadas e interpretadas segundo diversos diagramas de classificação química e tectônica.

Elaboração de Mapas e Perfis

O mapa de detalhe foi desenhado utilizando-se o *software* ArcMap 10.1, a partir da preparação de uma planilha de pontos geológicos no *software* Excel. A seção de sondagem foi feita no *software* Oasis Montaj 7.1, utilizando-se os módulos *Target* e *Geochemistry*, a partir das planilhas de descrição geológica preparadas no Excel. Os *logs* de sondagem foram passados a limpo da caderneta de campo para planilhas de descrição geológica também no Excel e foram então carregadas no *software* LogPlot 7.

As análises químicas foram plotadas e interpretadas segundo diversos diagramas geoquímicos com o auxílio do programa GCD Kit 3.00 (JANOUSĚK et al., 2011).

Compilação de Dados e Elaboração da Dissertação

As descrições litológicas e medidas estruturais efetuadas durante o mapeamento geológico foram integradas com as descrições petrográficas das amostras coletadas em superfície, gerando um mapa de detalhe na escala 1:10.000 que reúne todas as informações levantadas em superfície.

Posteriormente, após a realização dos furos de sondagem utilizados neste trabalho, foi realizada a descrição dos testemunhos de sondagem e a sua integração com as análises geoquímicas de amostras coletadas de 1 em 1 metro, gerando

cinco *logs* geológicos de sondagem. Estes *logs* foram então desenhados na seção de sondagem SB-SCT-01, permitindo uma interpretação geológica que reúne todas as informações levantadas em sub-superfície.

Paralelo à elaboração da seção foi efetuada a análise estatística descritiva das amostras geoquímicas e sua plotagem em diversos diagramas de classificação, o que possibilitou várias inferências acerca da geologia local, especialmente das rochas encaixantes da formação ferrífera, assim como dos seus ambientes e condições de formação.

Por fim, todos os dados acima foram compilados e organizados de acordo com os diversos capítulos da presente dissertação, que foi escrita de acordo com a 2ª edição do guia “Roteiro para Apresentações de Teses e Dissertações da Universidade do Estado do Rio de Janeiro” (DIB, 2012), baseado na norma NBR 14724 (ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, 2011).

3 FORMAÇÕES FERRÍFERAS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Introdução

Formações ferríferas são rochas muito importantes do ponto de vista econômico por hospedarem a grande maioria dos depósitos de Fe no mundo. O Fe é o principal metal utilizado na indústria moderna e vem sendo explorado nestes depósitos desde o século XIX (OJAKANGAS et al., 2009). Este fator, aliado ao fato do ciclo geoquímico do Fe ser fortemente relacionado à evolução da atmosfera, despertou grande interesse científico desde os trabalhos pioneiros de Van Hise e Leith (1911), na região do Lago Superior, EUA.

Nomenclatura

Trendall & Morris (1983) recomendaram a adoção da seguinte terminologia de James (1954, p. 253–254) para formação ferrífera, porém sem o limite restritivo de 15% Fe:

“a chemical sediment, typically thin-bedded or laminated, containing 15 percent or more iron of sedimentary origin, commonly but not necessarily containing layers of chert.”

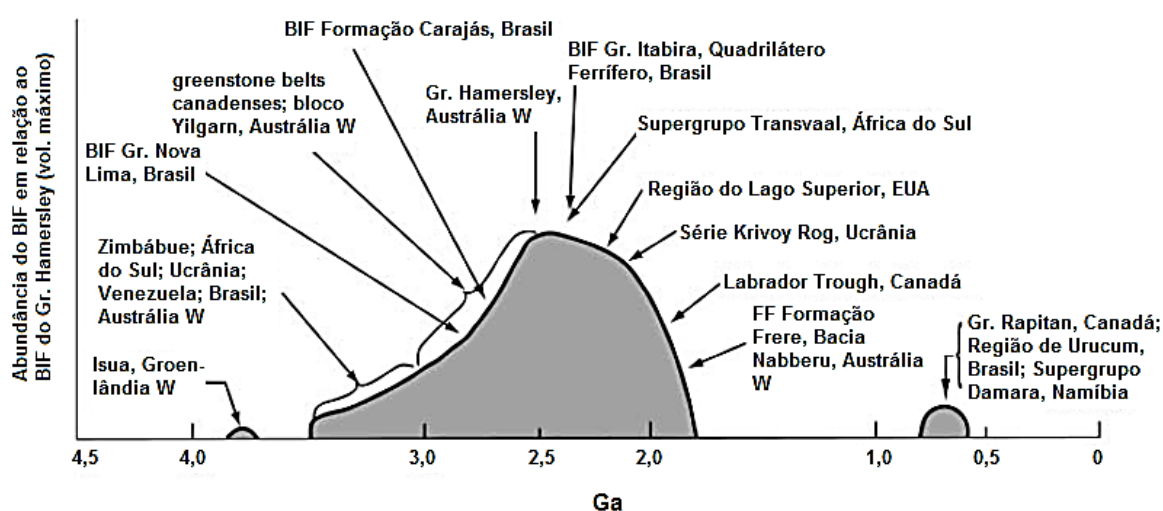
Além disto, Trendall & Morris (1983) consideram desnecessário o uso do termo *ironstone* para diferenciar o termo “formação ferrífera” na acepção de litologia, daquela de unidade estratigráfica, conforme proposto por Kimberley (1978).

Desta forma, para o presente trabalho, adotou-se a terminologia de Trendall & Morris (1983) para formação ferrífera, grafado em iniciais minúsculas sempre que não houver associado um sentido estratigráfico formal.

Idades

Formações ferríferas bandadas (*banded iron-formations*, ou BIFs, na sigla em inglês) são encontradas no registro geológico pré-cambriano, a partir de 3,8 Ga (Cinturão Supracrustal Isua, oeste da Groenlândia; MOORBATH; O'NIONS; PANKHURST, 1973; MOORBATH et al., 1977) alcançando seu ápice de deposição em torno de 2,5 Ga, com a bacia de Hamersley (TRENDALL et al., 2004), no oeste da Austrália, e o Supergrupo Transvaal, na África do Sul (cerca de 2,5-2,3 Ga; KLEIN; BEUKES, 1989), e desaparecem do registro geológico em cerca de 1,8 Ga, para reaparecer somente entre 0,8 e 0,6 Ga, no Canadá (Grupo Rapitan) e na região de Urucum, no Brasil, (KLEIN, 2005; KLEIN; LADEIRA, 2004), assim como em diversas outras localidades, como por exemplo, na Namíbia (KLEIN, 2005), China, Rússia, e Egito (BASTA et al., 2011; ILYIN, 2009; KHALIL; EL-SHAZLY, 2012; Figura 4).

Figura 4 – Diagrama esquemático do volume de diferentes formações ferríferas em função das idades



Fonte: Modificado de KLEIN, 2005, p. 1474.

Estratigrafia

Formações ferríferas ocorrem em variados tipos de sucessões estratigráficas e parece não haver associação litológica consistente antes e/ou depois da deposição delas (GOLE; KLEIN, 1981). Os BIFs arqueanos geralmente estão intimamente associados a *greenstone belts*, e devido ao caráter vulcanogênico destes, suas associações litológicas são menos variáveis do que as dos BIFs proterozoicos. Isto não significa, entretanto, que rochas vulcânicas não estejam também presentes em sequências proterozoicas, como ocorre, por exemplo, na Formação Kuruman, na África do Sul (BEUKES, 1973); e na Formação Sokoman, no Canadá (ZAJAC, 1974). Já os BIFs neoproterozoicos de Rapitan, no Canadá, e Urucum, no Brasil, têm condições estratigráficas totalmente diferentes e são associados com litologias glaciogênicas, como camadas de diamictitos e com seixos pingados (FREITAS et al., 2011; KLEIN; BEUKES, 1993; KLEIN; LADEIRA, 2000).

Estruturas Sedimentares

Dentre as estruturas sedimentares presentes nas formações ferríferas, o bandamento e a laminação são de longe as mais típicas e mais comuns, especialmente nas formações ferríferas pré-cambrianas, que são denominadas formações ferríferas bandadas (BIFs). O bandamento é melhor preservado em baixo-grau metamórfico, porém, mesmo BIFs metamorfizados preservam um bandamento reliquiar, como no Quadrilátero Ferrífero (fácies xisto-verde a anfibolito; DORR, 1969; PIRES, 1995; ROSIÈRE; CHEMALE JR, 2013; SPIER et al., 2007) e em Isua, no oeste da Groenlândia (fácies anfibolito; DYMEK; KLEIN, 1988).

Trendall & Blockley (1970) definiram macrobandas como alternâncias grossas de tipos contrastantes de rocha; mesobandas e microbandas com espessuras médias de 25,4 a 1,7 mm, e 0,3 a 1,7 mm, respectivamente.

O microbandamento é dado pela alternância de lâminas ricas em Fe e em chert, cada uma constituindo uma microbanda (TRENDALL, 1973; TRENDALL; BLOCKLEY, 1970). Cada microbanda é interpretada por Trendall (2002) como uma

camada de sedimentação anual (varvito químico), porém, Krapež (2003) argumentaram que estes ritmitos são resultado de deposição por correntes de densidade que retrabalharam lamas hidrotermais, ao invés de minerais de Fe e chert que foram depositados a partir da água do mar.

Outras formações ferríferas pré-cambrianas podem conter oólitos, grânulos, e outros fragmentos clásticos dispersos em uma matriz, e por isto são chamadas de formações ferríferas granulares, ou mais comumente GIFs (*granular iron-formations*; GROSS, 1972; GRUNER, 1922; KLEIN, 2005). As GIFs são formadas por grãos detríticos de chert e de silicatos, carbonatos e óxidos de Fe, originados pelo retrabalhamento de sedimentos ricos em Fe em plataformas rasas, acima do nível de base de ondas (BEKKER et al., 2010). Elas estão mais restritas ao Proterozoico, tornando-se mais abundantes após o Grande Evento de Oxidação em aproximadamente 2,4 Ga (BEKKER et al., 2010) e estão presentes em algumas sucessões, como na região do Lago Superior (GOODWIN, 1956; JAMES, 1954), de Labrador Trough, Canadá (ZAJAC, 1974; KLEIN, 1974), e da Bacia Nabberu, na Austrália (HALL; GOODE, 1978), sendo raramente observados nas formações ferríferas arqueanas (BEUKES, 1973; GROSS, 1972; KIMBERLEY, 1978).

Metamorfismo de Formações Ferríferas e Assembleias Metamórficas Comuns

A maioria das formações ferríferas arqueanas e paleoproterozoicas foi metamorfizada e poucas apresentam assembleias diagenéticas ou de muito baixo grau metamórfico, como por exemplo, os da Bacia Hamersley, na Austrália, e do Cráton Kaapvaal, na África do Sul (KLEIN, 1983, 2005).

Com base em estudos petrológicos, sobretudo nas formações Negaunee, no norte de Michigan; Biwabik, no norte de Minnesota; Gunflint, no sul de Ontário, Canadá; e Sokoman, em Labrador Trough, Canadá, os minerais encontrados nos BIFs diagenéticos e metamórficos de baixo-grau, assim como suas composições são listados na Tabela 2 (KLEIN, 2005).

Greenalita, stilpnomelana e siderita são minerais considerados primários (ou diagenéticos) que dão lugar a minnesotaíta em assembleias metamórficas de grau

muito baixo (reações (1), (2), (3) e (4)), e em graus metamórficos mais elevados, anfibólios (reações (5), (6), (7) e (8)), piroxênios (reações (9), (10) e (11)) e fialita tornam-se produtos de reação de alta-temperatura (Figura 5).

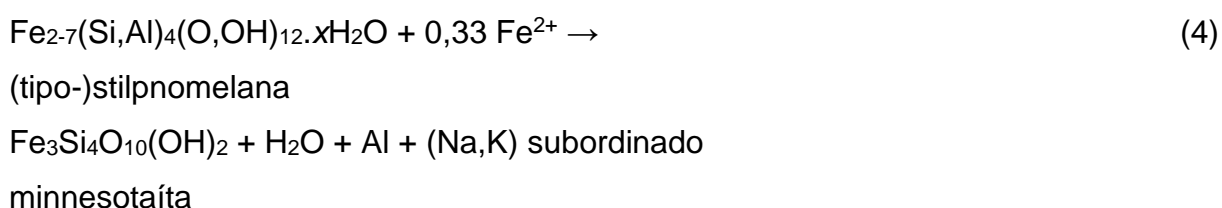
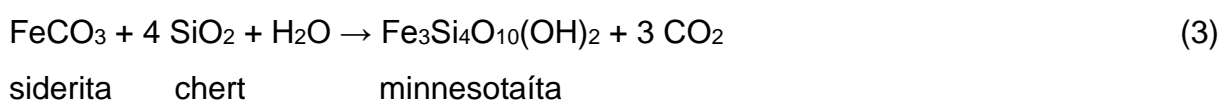
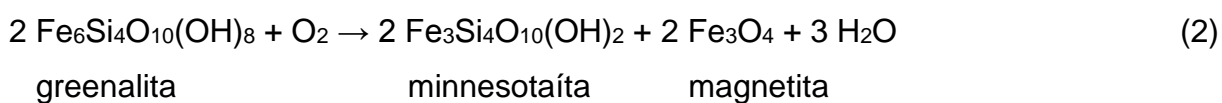
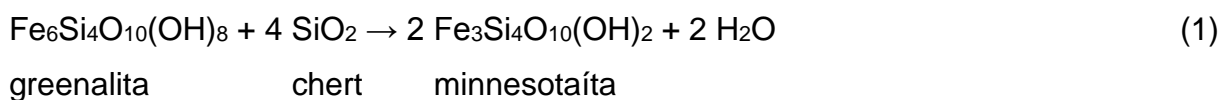
Tabela 2 – Minerais das assembleias diagenéticas a metamórficas de baixo-grau em formações ferríferas e suas composições simplificadas

Mineral	Composição Simplificada
Chert (ou quartzo)	SiO_2
Magnetita	Fe_3O_4
Hematita	Fe_2O_3
Pirita	FeS_2
Greenalita	$\text{Fe}^{+2}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Stilpnomelana	$(\text{Fe, Mg, Al})_{27}(\text{Si, Al})_4(\text{O, OH})_{12} \cdot x\text{H}_2\text{O}^+ \text{ c/ traços de K, Na e Ca}$
Minnesotaíta	$\text{Fe}^{+2}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Chamosita	$(\text{Fe}^{+2}, \text{Al})_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Ripidolita	$(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg, Al})_{12}(\text{Si, Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
Riebeckita	$\text{Na}_2(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_3\text{Fe}^{+3}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferri-annita	$\text{K}_2(\text{Mg, Fe})_6\text{Fe}^{+3}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_4$
Siderita	FeCO_3
Dolomita-ankerita	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$

Fonte: Modificado de KLEIN, 2005, p. 1478.

Enquanto óxidos de Fe e chert (ou quartzo), em assembleias constituídas exclusivamente por estes minerais, não reagem entre si produzindo novos minerais,

apenas recristalizando e aumentando sua granulação com o aumento do grau metamórfico, as assembleias de silicatos e carbonatos de Fe reagem progressivamente durante a diagênese e metamorfismo de baixo-grau de acordo com as seguintes reações (KLEIN, 1973, 2005):



Outros minerais comuns em assembleias diagenéticas ou de baixo-grau metamórfico são: chamosita, ripidolita, riebeckita, ferri-annita, entre os silicatos, calcita e carbonatos da série dolomita-ankerita, e pirita como principal sulfeto (KLEIN, 1973, 1983, 2005).

Magnetita está presente em formações ferríferas ricas em óxidos, silicatos, carbonatos e carbonatos-óxidos. Magnetita e pirita podem ocorrer juntas em algumas assembleias reduzidas que fazem parte de BIFs ricos em sulfetos. Magnetita também ocorre com os três silicatos de Fe mais comuns (greenalita, stilpnomelana, e minnesotaíta), assim como com siderita e membros da série ankerita-dolomita. Ela é mais frequentemente média, bem cristalizada, e sub-eudral, sendo geralmente mais grossa que o chert (ou quartzo), hematita, e silicatos de Fe (KLEIN, 2005). De acordo com (1973, 1978, 1983) não há evidências de uma possível reação entre siderita e quartzo para produzir magnetita durante metamorfismo progressivo. Segundo LaBerge (1964), magnetita não é um mineral primário em várias formações ferríferas e, especialmente em rochas metamórficas,

sendo o resultado da quebra e oxidação dos carbonatos e silicatos ricos em Fe^{+2} . French (1968), Floran e Papike (1978) sugeriram que hematita e chert (e quartzo) são substituídas por magnetita grossa durante metamorfismo progressivo.

Figura 5 – Diagrama de estabilidades relativas dos minerais em formações ferríferas em função das zonas metamórficas

		GRAU METAMÓRFICO			
		BAIXO	MÉDIO	ALTO	
DIAGÊNESE		ZONA DA BIOTITA	ZONA DA GRANADA	ZONA DA ESTAUROLITA-CIANITA E DA CIANITA	ZONA DA SILLIMANITA
Inicial	Tardia				
chert	→	quartzo			
" $\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ "	→	magnetita			
" $\text{Fe}(\text{OH})_3$ "	→	hematita			
greenalita					
stilpnomelana					
		ferri-annita			
		talco - minnesotaíta			
		Fe-clorita (ripidolita)			
		dolomita-ankerita			
		calcita			
		siderita - magnesita			
		riebeckita			
		cummingtonita - grunerita (antofilita)			
		tremolita - ferro-actinolita (hornblenda)			
		almandina			
				ortopiroxênio	
				clinopiroxênio	
				faialita	

Fonte: Modificado de KLEIN, 1983.

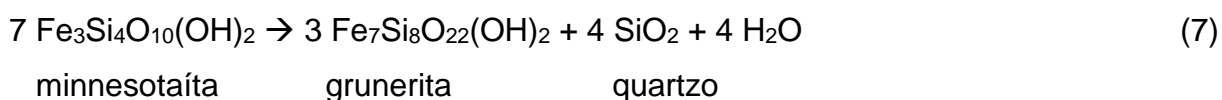
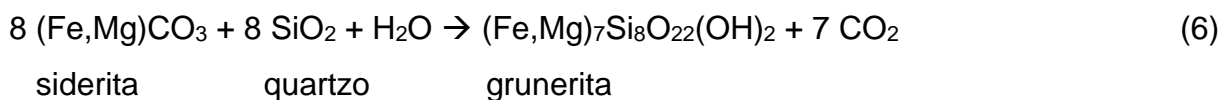
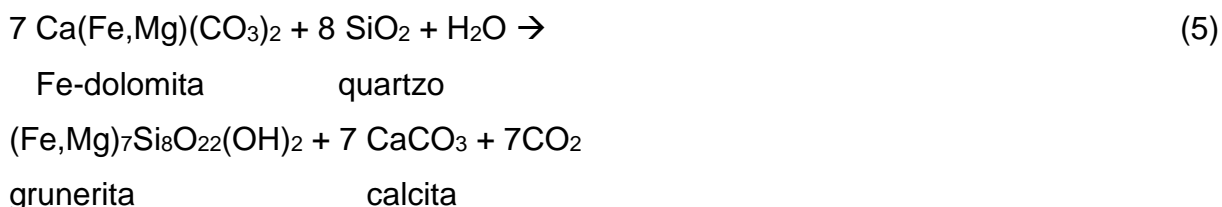
Hematita é comum em formações ferríferas ricas em óxidos e carbonatos-óxidos. Nessas associações, o único silicato de Fe primário/diagenético é a stilpnomelana, enquanto minnesotaíta pode ocorrer como um produto de reação tardia desta. Gerações de hematita também pode ocorrer como produtos metamórficos sin-orogênicos, conforme observado por Rosière e Rios (2004) na

mina de Conceição, no Quadrilátero Ferrífero, e também como produto de oxidação secundária, o que é especialmente comum em BIFs no Brasil, onde existem condições profundas de intemperismo laterítico (KLEIN; LADEIRA, 2000, 2002).

As assembleias metamórficas de médio-grau são caracterizadas pela presença generalizada de anfibólios, principalmente dos membros da série cummingtonita-grunerita, mas também de anfibólios cálcicos. Além destes minerais, stilpnomelana e minnesotaíta podem persistir nas zonas da granada e biotita, respectivamente (KLEIN, 1973, 1978, 1983).

Os membros da série cummingtonita-grunerita, que ocorrem entre as isógradas da biotita e da estaurolita-cianita para xistos pelíticos, apresentam cor bege claro ao microscópio petrográfico, hábito acicular e podem obliterar assembleias diagenéticas ou metamórficas de grau mais baixo pretéritas (KLEIN, 1983). Suas características óticas e físicas foram detalhadamente descritas por Klein (1964).

Segundo Klein (1973), estes anfibólios são produzidos a partir das seguintes reações:



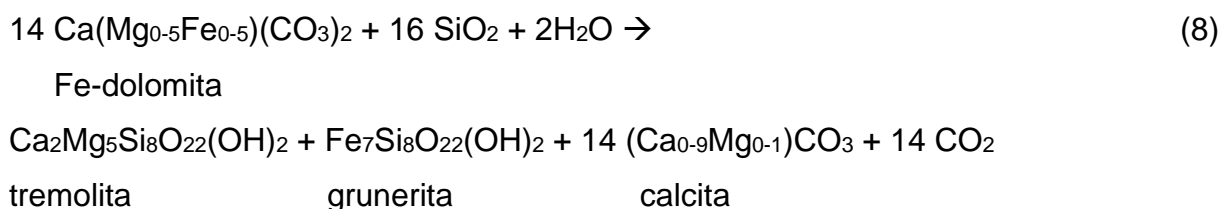
As reações acima foram documentadas texturalmente em diversos estudos sobre metamorfismo de formações ferríferas (FLORAN; PAPIKE, 1978; FRENCH, 1968; GAIR; HAN, 1975; GOLE, 1981; KLEIN, 1973, 1978).

Também faz parte das assembleias de formações ferríferas metamorfizadas amosita, uma variedade asbestiforme rara da grunerita que ocorre no Cráton do

Transvaal, na África do Sul (HUTCHISON; IRUSTETA; WHITTAKER, 1975; PEACOCK, 1928; VERMAAS, 1952).

Os anfibólios de Fe-Mg são comumente intercrescidos com anfibólios cálcicos como tremolita-actinolita (reação (8)) e hornblenda, conforme documentado por Mueller (1960) e Klein (1966) em Labrador, Canadá, e por Haase (1982a) na Formação Negaunee, em Michigan, EUA. As composições destes anfibólios cálcicos são geralmente livres (ou quase) de Al, próximas às da tremolita-ferro-actinolita (KLEIN, 1983).

A coexistência destes anfibólios é determinada pelas seguintes reações (KLEIN, 1966):



Antofilita é relativamente incomum em assembleias metamórficas em formações ferríferas e tende a ocorrer intimamente associada a assembleias hematíticas (ou especularíticas). Isto ocorre porque em condições químicas de alta razão $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})$ (rocha-total) e escassez de Na_2O , o Fe^{+3} é acomodado principalmente na estrutura da hematita, sobrando pouco Fe para entrar nas estruturas dos silicatos e carbonatos, por isto os anfibólios de Fe-Mg destas assembleias são extremamente ricos em Mg. Alguns exemplos de assembleias com antofilita são: quartzo-especularita-(ou hematita)-antofilita, e quartzo-hematita-antofilita-tremolita \pm magnetita (HAASE, 1979; KLEIN, 1966, 1978). Anfibólios ricos em Mn, como tirodita ($\text{Mn}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) podem ser localmente abundantes, se o teor de Mn nas formações ferríferas é significativo (KLEIN, 1983).

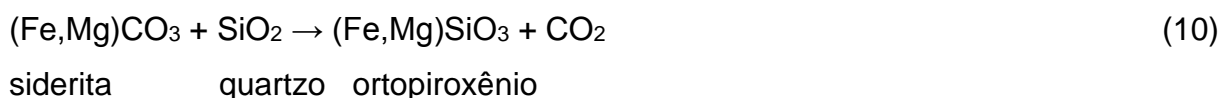
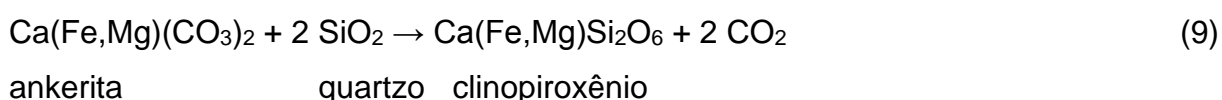
Riebeckita-tremolita e Mg-riebeckita foram descritas em assembleias relativamente ricas em Na_2O na região da cidade de Labrador (KLEIN, 1966) e Mg-riebeckita em Timbopeba, Antônio Pereira e na junção das serras da Moeda e do Curral (PIRES, 1979, 1995). Riebeckita é um constituinte menor da maioria dos BIFs, mas a sua variedade fibrosa, crocidolita (asbesto azul), é um constituinte importante em algumas porções da Formação Brockman, em Hamersley (KLEIN;

GOLE, 1981; TRENDALL; BLOCKEY, 1970), e de formações ferríferas dos grupos Kuruman e Griqualand do Supergrupo Transvaal, na África do Sul (BEUKES, 1973).

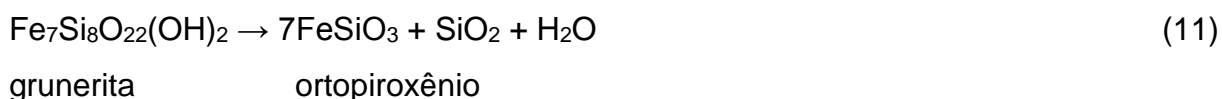
Formações ferríferas metamorfizadas em graus mais altos são caracterizadas por assembleias essencialmente anidras onde predominam clino- e ortopiroxênios, com a presença, ou não, de faialita, carbonatos, granada, e subordinadamente, anfibólios (KLEIN, 2005).

Piroxênios podem estar esporadicamente presentes em formações ferríferas metamórficas de médio-grau, porém geralmente em abundância muito menor do que a dos anfibólios (KLEIN, 1973, 1983). Hedenbergita foi descrita em assembleias ricas em grunerita na Formação Biwabik por Floran e Papike (1978) e Morey et al. (1972). Klein (1966) reporta a ocorrência de eulita, ferrossalita, e aegirina-augita em formações ferríferas anfibolíticas na região da cidade de Labrador (HAASE, 1982a), e membros da série da ferrossalita em partes da Formação Negaunee, no Distrito de Marquette, Michigan. Pires (1995) reporta a presença de aegirina, substituindo Mg-riebeckita, em Timbopeba, no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Diopsídio, Fe-hiperstênio e Fe-pigeonita foram reportados na Formação Biwabik, na Serra de Mesabi, norte de Minnesota, resultado de metamorfismo de contato (BONNICHSEN, 1975; FRENCH, 1968; GUNDERSEN; SCHWARTZ, 1962).

Piroxênios são produtos das seguintes reações de descarbonatação (KLEIN, 1973, 2005):



Reações de decomposição dos anfibólios são também responsáveis pela formação de piroxênio (KLEIN, 1973, 2005):



Faialita é um mineral raro em formações ferríferas que passaram por metamorfismo regional, porém são bastante comuns naquelas que passaram por metamorfismo de contato de médio-grau (KLEIN, 1983, 2005). Vários autores reportaram a ocorrência de faialita associada a grunerita e hedenbergita na Formação Biwabik (FLORAN; PAPIKE, 1978; MOREY et al., 1972) e na Formação Negaunee (HAASE, 1982a), resultado de metamorfismo de contato. Faialita é considerada parte de assembleias metamórficas de alto-grau em formações ferríferas (KLEIN, 1983).

Rodonita é um mineral raro nas formações ferríferas (KLEIN, 1983), porém na área da cidade de Labrador, esta é tão rica em Mn que contém rodonita considerável na zona da cianita-estaurolita de xistos pelíticos (KLEIN, 1966).

Granada pode estar presente localmente em assembleias metamórficas de médio-grau em formações ferríferas, mas tende a ser relativamente rara por conta dos típicos teores baixos de Al_2O_3 destas. Geralmente as granadas são do grupo da piraespita (piropo, almandina e espessartita), como na Formação Negaunee (HAASE, 1982a), mas granadas almandinas e andradita são descritas na Formação Biwabik metamorfozada (de contato; MOREY et al., 1972).

Os carbonatos presentes em assembleias metamórficas diagenéticas e de muito baixo grau tendem a persistir por todas as condições metamórficas de médio-grau, apesar de serem consumidos progressivamente na produção de anfibólios cálcicos e da série cummingtonita-grunerita, assim como de piroxênios (KLEIN, 2005). A granulação dos carbonatos tende a ser bem mais grossa do que em grau menor, e a textura tende a se tornar mais equigranular (KLEIN, 1983).

Segundo Klein (1983), a reação geral de decomposição dos carbonatos (carbonato + quartzo \rightarrow silicato + CO_2) nem sempre prevalece em condições metamórficas de médio e alto-grau. Na região da cidade de Labrador, sequências de quartzo-ankerita (\pm siderita)-magnetita ocorrem intercaladas com quartzo-grunerita-magnetita xistos (KLEIN, 1966, 1973, 1978). Esta coexistência entre estas assembleias pode indicar que o potencial químico de CO_2 foi localmente alto o suficiente para impedir a quebra dos carbonatos e a reação com o quartzo disponível para formar silicatos, ou então ela pode refletir uma relação mais complexa entre $X_{(Fe-Mg-Mn)}$ e variação do X_{CO_2} no sistema durante o metamorfismo (HAASE, 1982b).

Condições de Metamorfismo Progressivo de Formações Ferríferas

Baseadas nas assembleias diagenéticas e metamórficas de muito baixo grau, as temperaturas e pressões interpretadas para as rochas de Hamersley estão entre 200 a 300 °C, a uma pressão máxima de 1,2 kbar, sob condições P-T de fácies xisto verde inferior a xisto-verde (KLEIN; GOLE, 1981). Já as sequências de Kaapvaal foram sujeitas a temperaturas estimadas entre 100 e 150 °C (MIYANO; KLEIN, 1983).

Greenalita e minnesotaíta são minerais-índice de grau metamórfico muito baixo nas formações ferríferas, pois que reagem com as assembleias nas quais ocorrem para produzir grunerita em graus mais altos. Stilpnomelana, mesmo sendo estável a graus mais altos que greenalita e minnesotaíta, é mineral-índice de metamorfismo de grau baixo a médio de formações ferríferas, estando ausente nas assembleias ricas em anfibólios, piroxênios e olivina. De acordo com o diagrama de estabilidade calculada para a stilpnomelana (Figura 6), o limite superior de estabilidade desta em formações ferríferas está entre 430 – 470 °C e 5 – 6 kbar (KLEIN, 2005).

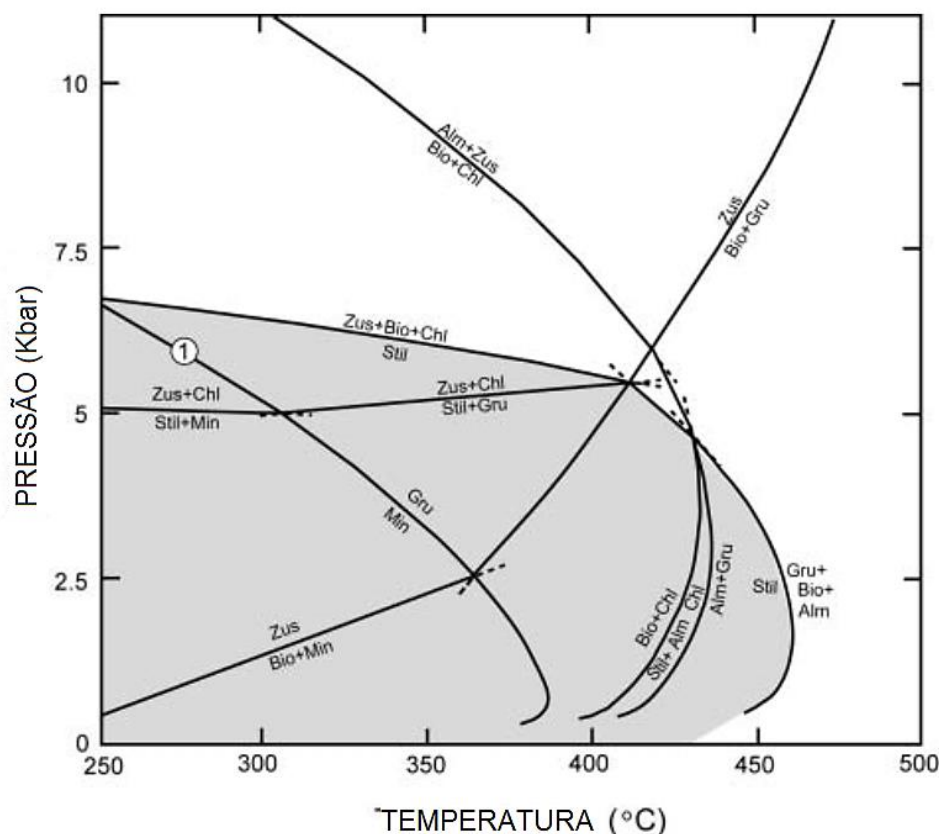
A ocorrência de clino-anfibólios é correlacionada por James (1955) à zona da granada-estauroлита em xistos pelíticos, porém Klein (1983) considera que clino-anfibólios de Fe-Mg são estáveis nos BIFs da isógrada da biotita em diante, até as isógradas da granada e estauroлита.

Pequenas quantidades de carbonato na zona da granada-estauroлита são reportadas por James (1955) em algumas formações ferríferas do norte de Michigan; e calcita, dolomita-ankerita e siderita foram reportadas em formação ferrífera de grau metamórfico médio na parte sul de Labrador Trough (KLEIN, 1966, 1978).

Segundo Klein (1973, p. 1078):

“Várias evidências de campo e petrográficas de vários depósitos metamórficos mostram que assembleias de quartzo-magnetita, quartzo-hematita, e quartzo-hematita-magnetita são preservadas até condições metamórficas de alto-grau sem reagirem.”

Figura 6 – Diagrama de estabilidade calculada de Al-silicatos em formações ferríferas metamorfizadas em baixo a médio-grau



Legenda: Campo de estabilidade da stilpnomelana sombreado em cinza.
 Fonte: Modificado de MIYANO; KLEIN, 1989, p. 485.

Esta constatação contradiz a conclusão de Gundersen e Schwartz (1962, p. 102) de que horizontes de quartzo-magnetita produzem silicatos de Fe durante o metamorfismo. Não obstante, chert e os óxidos de Fe são recristalizados, acompanhados pelo aumento da granulação (DORR, 1964; GROSS, 1961; JAMES, 1955).

Em assembleias metamórficas de médio-grau com quartzo-magnetita-hematita (ou especularita) parece que o oxigênio se comportou como um componente inerte durante o metamorfismo, não havendo ganho nem perda de O_2 como resultado de um potencial químico de oxigênio controlado externamente, conforme a reação (KLEIN, 1983):



hematita magnetita

(12)

Se houve troca de oxigênio, ela foi provavelmente restrita, de modo a não ultrapassar o limite de tamponamento da assembleia magnetita-hematita, caso contrário uma das duas fases seria eliminada (KLEIN, 1983). Já Frost (1979) sugere que a quantidade de magnetita em uma formação ferrífera deve permanecer constante durante o metamorfismo, devido à quantidade extremamente pequena de oxigênio livre presente. Não obstante, foram observados pseudomorfos de hematita sobre magnetita, sem evidência de lixiviação supergênica (GRUNER, 1946; GUNDERSEN; SCHWARTZ, 1962; KALLIOKOSKI, 1965). Por outro lado, French (1968) descreve a redução incipiente de hematita para magnetita na Formação Biwabik, Minnesota, e Floran e Papike (1978) concluem que a maior parte da magnetita na Formação Gunflint se formou por redução de hematita pretérita.

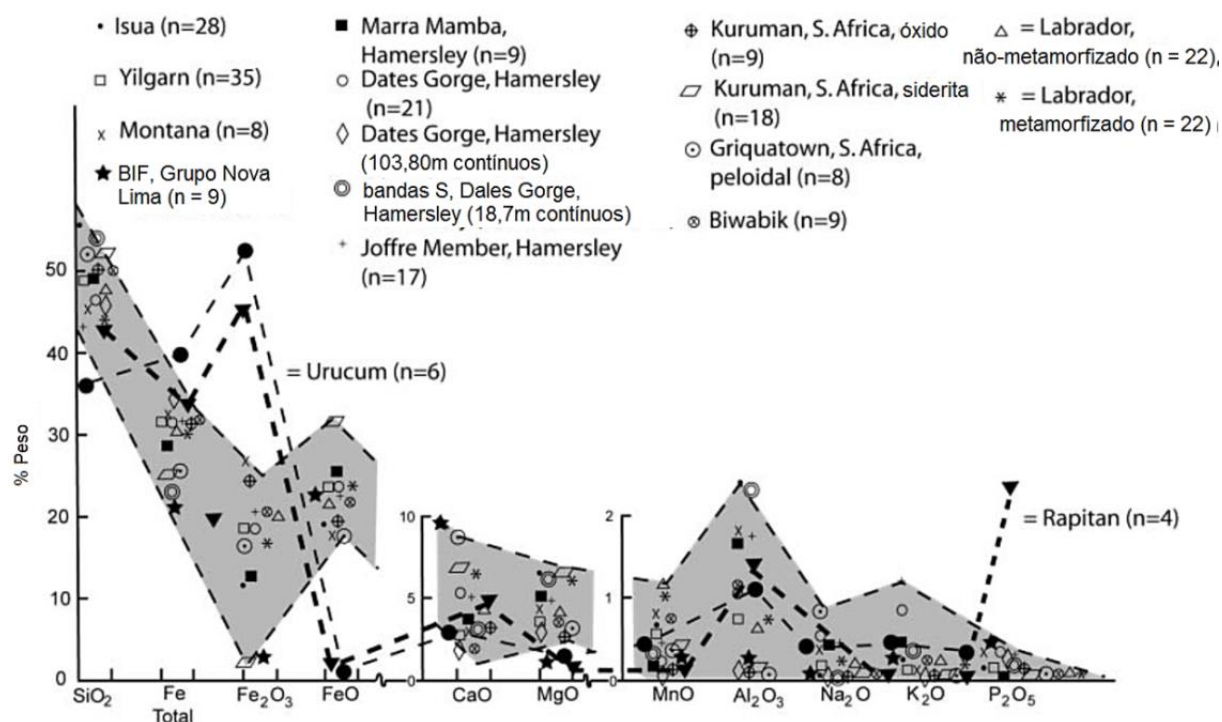
Geoquímica dos Elementos Maiores em BIFs

Formações ferríferas são rochas sedimentares químicas singulares devido aos seus conteúdos relativamente altos de Fe e SiO₂, e teores menores de CaO, MgO, MnO, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, e P₂O₅. Conteúdos significantes de CaO, MgO, e MnO refletem geralmente a presença de carbonatos nestas rochas (siderita, ankerita e calcita, subordinadamente), enquanto Al₂O₃, Na₂O, e K₂O estão hospedados principalmente nos silicatos riebeckita, greenalita, e stilpnomelana (DORR, 1969; FRENCH, 1973; GUNDERSEN; SCHWARTZ, 1962; HAASE, 1979; JAMES, 1955; KLEIN, 1973; PIRES, 1995).

Os teores de Fe variam de 20 a 40%, e os de SiO₂ de 34 a 56%. Os valores de CaO e MgO variam de 1,75 a 9,0 % e 1,20 a 6,7 %, respectivamente, e MnO é geralmente muito baixo, variando de 0,1 a 1,15 %. Os conteúdos de Na₂O e K₂O são ambos baixos; Na₂O varia de 0 a 0,8 % e K₂O de 0 a 1,15 %. Os valores de Al₂O₃ variam entre 0,09 e 1,8 % (KLEIN, 2005). Um valor anômalo de Al₂O₃ de 2,41 % é reportado por Trendall e Blockey (1970) para bandas S (macrobandas intercamadas com BIFs) do Grupo Hamersley, Austrália. Estas bandas S consistem principalmente de filossilicatos (stilpnomelana, biotita e clorita) e carbonatos ricos em Fe (siderita e ankerita) com quartzo e feldspato subordinados.

Na Figura 7 é possível ver que as curvas dos elementos apresentam grande semelhança em relação às suas médias, com exceção das formações ferríferas de Rapitan e Urucum (idades neoproterozoicas; Figura 4). Neste gráfico foram excluídas aquelas formações ferríferas que passaram por alteração secundária, como os minérios de Carajás, Brasil (KLEIN, 2005).

Figura 7 – Gráfico dos teores em peso dos óxidos maiores de várias formações ferríferas do mundo



Legenda: A área cinza representa a variação geral de teores, sem os BIFs de Urucum e Rapitan. Teores recalculados para 100% sem considerar H₂O e CO₂.

Fonte: Modificado de KLEIN, 2005, p. 1489.

De acordo com os dados da figura acima, a razão $Fe^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ varia de 0,05 para a Formação Kuruman, rica em siderita, a 0,58 para formações ferríferas arqueanas metamorfizadas de Montana. As duas únicas formações ferríferas com valores muito altos de $Fe^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ são as de Rapitan e Urucum, ambas com valores de 0,97. Comparando a faixa de variação de 0,05 a 0,58 com os valores de dois óxidos de Fe comuns, magnetita (0,67) e hematita (1), é possível observar que todas as formações ferríferas da Figura 7 (exceto por Rapitan e Urucum) estão em um estado de oxidação intermediário entre o da wüstita (FeO) e o da magnetita (Fe₃O₄), refletindo a associação muito comum entre magnetita e minerais com Fe⁺² como carbonatos, silicatos, e localmente, pirita. Estas baixas razões $Fe^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ caracterizam um baixo estado redox das assembleias de BIF mais comuns,

sugerindo que a precipitação das formações ferríferas pode ter requerido muito menos oxigênio do que o esperado se estas consistissem principalmente de hematita (Fe_2O_3) e quartzo. Mesmo assim precipitados de óxido ou hidróxido de Fe^{+3} podem ser originados em ambientes anóxicos a altamente redutores (KLEIN, 2005).

Bacias de Deposição das Formações Ferríferas

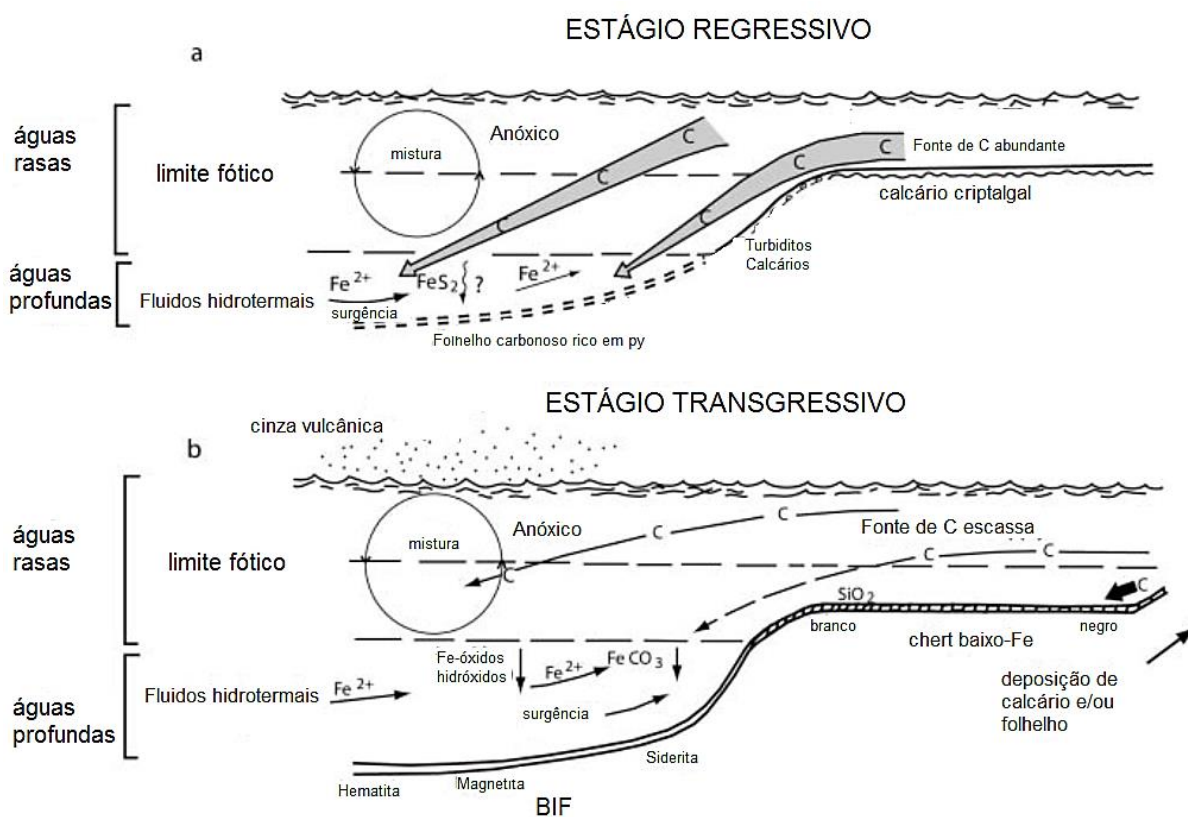
A maioria dos BIFs arqueanos faz parte de *greenstone belts* e são geralmente altamente deformados, metamorfizados e compartimentados, o que dificulta a reconstrução de seus paleoambientes. Não obstante, o predomínio de BIFs microbandados e/ou finamente laminados no Arqueano, assim como a ausência generalizada de componentes detríticos nas composições das formações ferríferas levou à conclusão que estas rochas foram depositadas em bacias mais profundas que o nível de base de ondas (TRENDALL, 2002; TRENDALL; MORRIS, 1983). Por outro lado, os BIFs paleoproterozoicos de Hamersley, Kaapvaal, e Labrador Trough ocorrem em sequências bem-preservedas, pouco metamorfizadas, sendo que os dois primeiros também exibem microbandamento bem-desenvolvido (BEUKES, 1973; TRENDALL, 1973). Estruturas geradas por correntes, como estratificação cruzada e marcas de onda são preservadas nas formações ferríferas granulares de Labrador Trough (GROSS; ZAJAC, 1983; KLEIN, 1974; KLEIN; FINK, 1976) e da Bacia Nabberu (HALL; GOODE, 1978), sugerindo deposição em ambientes de águas mais rasas e de mais alta energia em relação às outras (KLEIN, 2005).

Morris (1993) propôs um modelo para as condições bacinais, para o bandamento dos BIFs e para os aspectos químicos deposicionais na Bacia de Hamersley, enquanto Beukes et al. (1990), Klein e Beukes (1989) fizeram uma avaliação minuciosa das condições bacinais da Formação Kuruman baseada na transição de rochas carbonáticas e folhelhos intercalados até a formação ferrífera subjacente. As rochas carbonáticas e folhelhos são sobrepostos por uma formação ferrífera meso- a microbandada rica em siderita-chert que grada em direção ao topo para BIFs ricos em magnetita, chert, e carbonato. Os folhelhos são ricos em Al_2O_3 (média de 9,55%) e em carbono orgânico (média de 3,91%). As outras litologias

apresentaram valores intermediários destes constituintes, ficando entre os folhelhos em um extremo, e os BIFs em outro. Os dois tipos de formações ferríferas apresentam média de Al_2O_3 entre 0,099% (rico em siderita) e 0,066% (rico em magnetita) e média de carbono orgânico entre 0,080% (rico em siderita) e 0,012% (rico em magnetita). O BIF siderítico foi interpretado como sendo um precipitado primário. Com base nestes valores, Klein e Beukes (1989) concluíram que os calcários, dolomitos e folhelhos foram originados em coluna de água com condições bastante distintas daquelas nas quais os BIFs foram precipitados. Eles propuseram então um modelo de oceano estratificado no qual águas mais rasas foram um sítio de alta produtividade de carbono orgânico e precipitação de calcários durante um estágio regressivo na bacia e águas mais profundas foram o sítio da deposição dos BIFs, durante um estágio transgressivo no qual o Cráton Kaapvaal encontrava-se submerso. Estas águas mais profundas seriam depletadas em carbono orgânico e enriquecidas em FeO dissolvido (de uma fonte hidrotermal profunda) em relação à massa de água mais rasa (Figura 8).

Este modelo de bacia foi posteriormente refinado por estudos de isótopos de carbono (BEUKES; KLEIN, 1990; KAUFMAN; HAYES; KLEIN, 1990; KLEIN; BEUKES, 1993; KLEIN; LADEIRA, 2004) que demonstraram que a siderita em BIFs sideríticos e o calcário em precipitados micríticos, ambos primários, possuem assinaturas de ^{13}C diferentes, com a siderita tendo sido precipitada em águas com carbono inorgânico depletado em ^{13}C em relação àquelas nas quais os calcários foram precipitados (BEUKES et al., 1990). Isto implica em um sistema oceânico estratificado com relação ao conteúdo de carbono, no qual as águas mais profundas, nas quais as formações ferríferas sideríticas se formaram, são depletadas em ^{13}C (Figura 9).

Figura 8 – Desenho esquemático de ambiente deposicional das formações ferríferas e litologias associadas



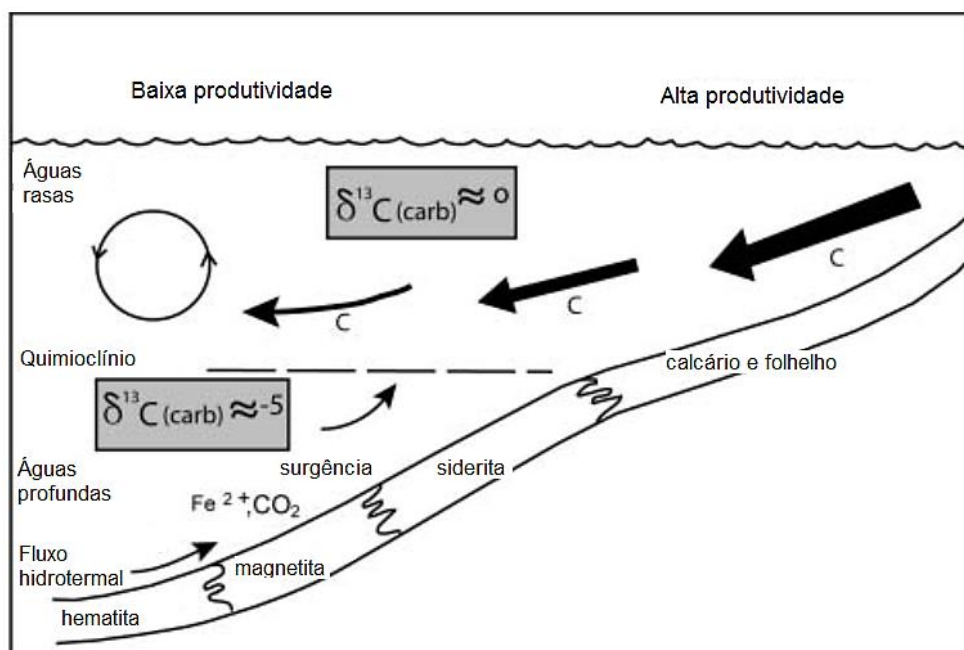
Legenda: (a) – durante estágio regressivo a zona fótica se alarga, permitindo a deposição de calcário criptagal na plataforma e folhelho carbonoso-piritoso no fundo da bacia; (b) – durante estágio transgressivo o avanço da zona fótica em direção ao continente provoca a diminuição da produção e suprimento de C orgânico, causando a deposição de chert na plataforma, e carbonatos e óxidos de bacia adentro.

Fonte: Modificado de KLEIN; BEUKES, 1989.

O desenvolvimento de oólitos abundantes e formações ferríferas granulares como as do Lago Superior (GOODWIN, 1956), de Labrador Trough (KLEIN; FINK, 1976), e da Bacia Nabberu (GOODE; HALL; BUNTING, 1983) em áreas de plataforma indica que este modelo de oceano estratificado deve ter começado a mudar a partir do Paleoproterozoico, pois um mecanismo para a o transporte de Fe até águas superficiais tem que ter se desenvolvido (BEUKES; KLEIN, 1992). Esta mudança pode ter sido resultado do declínio na estratificação por densidade em razão de um aporte hidrotermal menor, como indicado pelos resultados de ETRs, especialmente pelas anomalias positivas de Eu, que são cada vez menores quanto mais jovens são as idades dos BIFs (KLEIN, 2005). A ausência de formações ferríferas entre 1,8 e, aproximadamente, 0,8 Ga, indica que os oceanos devem ter

se tornado completamente misturados, um pouco mais redutores e depletados em Fe a partir de 1,9 Ga (KLEIN, 2005, p. 1494; Figura 10).

Figura 9 – Desenho esquemático de ambiente deposicional das formações ferríferas e litologias associadas



Legenda: BIF siderítico é precipitado ao longo do quimioclínio, onde há suprimento de C orgânico. BIF magnetítico e hematítico se precipitam em regiões de baixo suprimento de matéria orgânica e com disponibilidade de oxigênio. Nas águas mais rasas foram precipitados calcários com assinaturas de ^{13}C semelhantes aos dias atuais, enquanto nas águas mais profundas, depletadas em ^{13}C , foram precipitados BIFs sideríticos resultantes de contribuição hidrotermal no fundo da bacia. Espessura das setas indica magnitude da produção de C orgânico.

Fonte: Modificado de BEUKES et al., 1990.

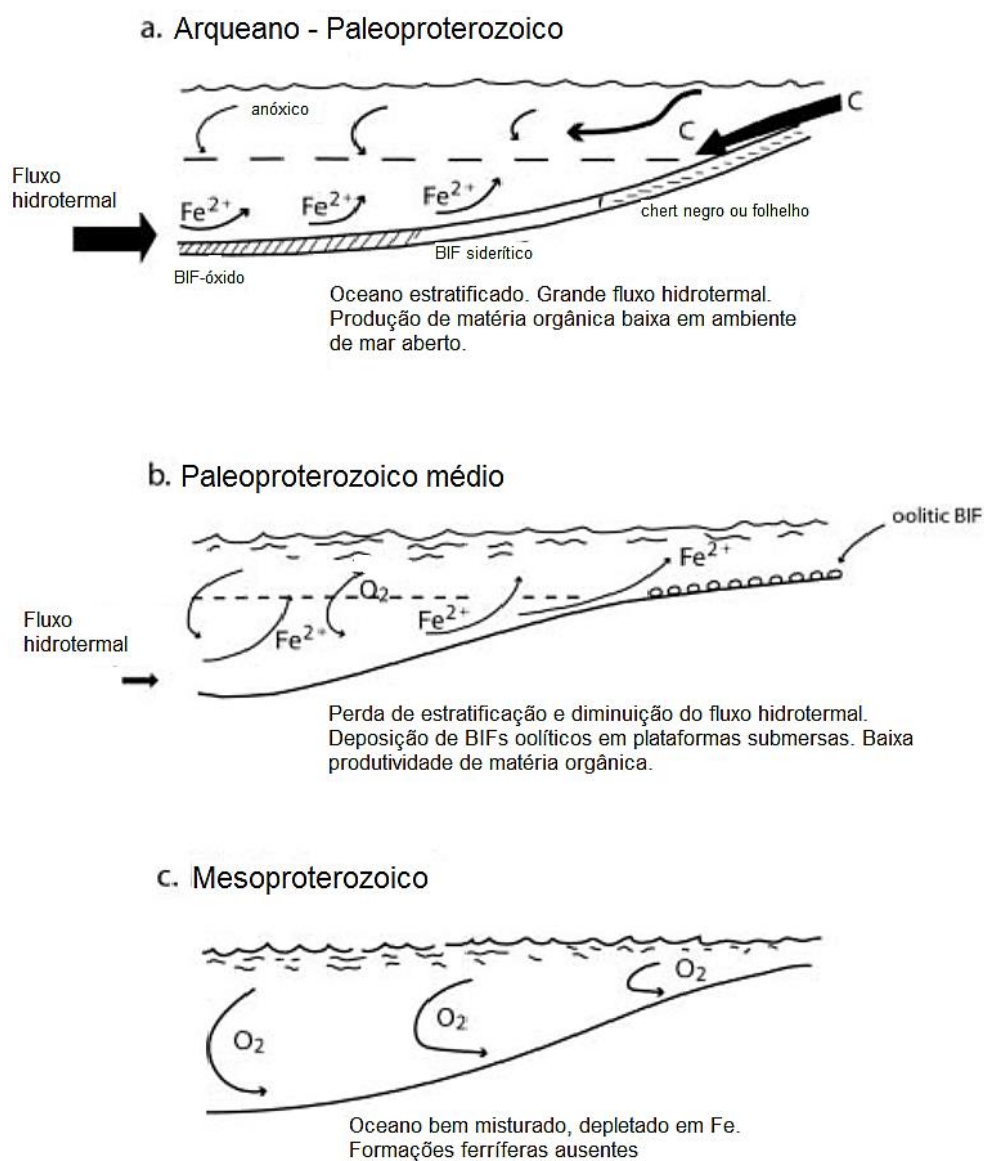
No Neoproterozoico as formações ferríferas voltaram ao registro geológico, sendo intimamente associadas a depósitos glacio-marinhos e intercamadados com depósitos de Mn, como nas formações ferríferas de Rapitan e Urucum, onde o principal óxido de Fe é a hematita (KLEIN; BEUKES, 1993; KLEIN; LADEIRA, 2004).

As formações Rapitan e Urucum ocorrem em sequências glaciogênicas, com diamictitos e seixos pingados e facetados, depositados durante um importante evento transgressivo associado a um período interglacial (KLEIN, 2005). Segundo este autor, a aparição destes BIFs neoproterozoicos reflete condições de baixo oxigênio (anóxicas a altamente redutoras) que foram resultado da estagnação nos oceanos sob uma capa de gelo que cobriu quase todo o globo, conforme sugerido

por Kirschvink (1992), durante o evento chamado *Snowball Earth*. A teoria da *Snowball Earth* fornece uma explicação convincente para várias feições no Neoproterozoico, apesar de alguns aspectos deste modelos permanecerem em aberto (YOUNG, 2002). A capa de gelo possibilitou a concentração de Fe dissolvido (e Mn em Urucum) durante um período glacial e a deposição destes elementos durante períodos interglaciais, quando o oceano e a atmosfera entraram em contato direto. Neste período, eram necessárias apenas quantidades muito pequenas de oxigênio para a precipitação dos precursores da hematita e de vários óxidos de Mn (KLEIN, 2005).

A participação de atividade microbiótica na deposição dos BIFs vem sendo há muito debatida (CLOUD, 1965, 1973; WALTER; HOFMANN, 1983; POSTH; KONHAUSER; KAPPLER, 2013) e, apesar de permanecer não esclarecida, duas grandes teorias tentam explicar os possíveis processos de oxidação do Fe^{+2} dissolvido na água do mar e sua precipitação sob a forma de hidróxidos de Fe^{+2} como efeito da atividade de micro-organismos (POSTH; KONHAUSER; KAPPLER, 2013). Cloud (1965, 1973) sugeriu que no Paleoproterozoico Inicial, antes do advento de uma atmosfera oxidante, uma microbiota formada por cianobactérias planctônicas deve ter sido responsável por produzir O_2 na zona fótica dos oceanos, que oxidou quimicamente o Fe^{+2} e permitiu sua precipitação como hidróxido férrico (precipitação biogênica indireta). Garrels, Perry e Mackenzie (1973) e Hartman (1984) sugeriram que micro-organismos devem ter provocado a oxidação do Fe^{+2} através de fotossíntese em condições anóxicas (precipitação biogênica direta), utilizando para isto o Fe^{+2} como doador de elétrons, ao invés de H_2O e produzindo Fe^{+3} ao invés de O_2 (fotoferrotrofia). Estes dois mecanismos poderiam ter agido simultaneamente com outros mecanismos abiogênicos, dada a diversidade temporal e espacial dos BIFs (POSTH; KONHAUSER; KAPPLER, 2013).

Figura 10 – Modelos paleo-oceanográficos para as formações ferríferas do Arqueano ao Mesoproterozoico

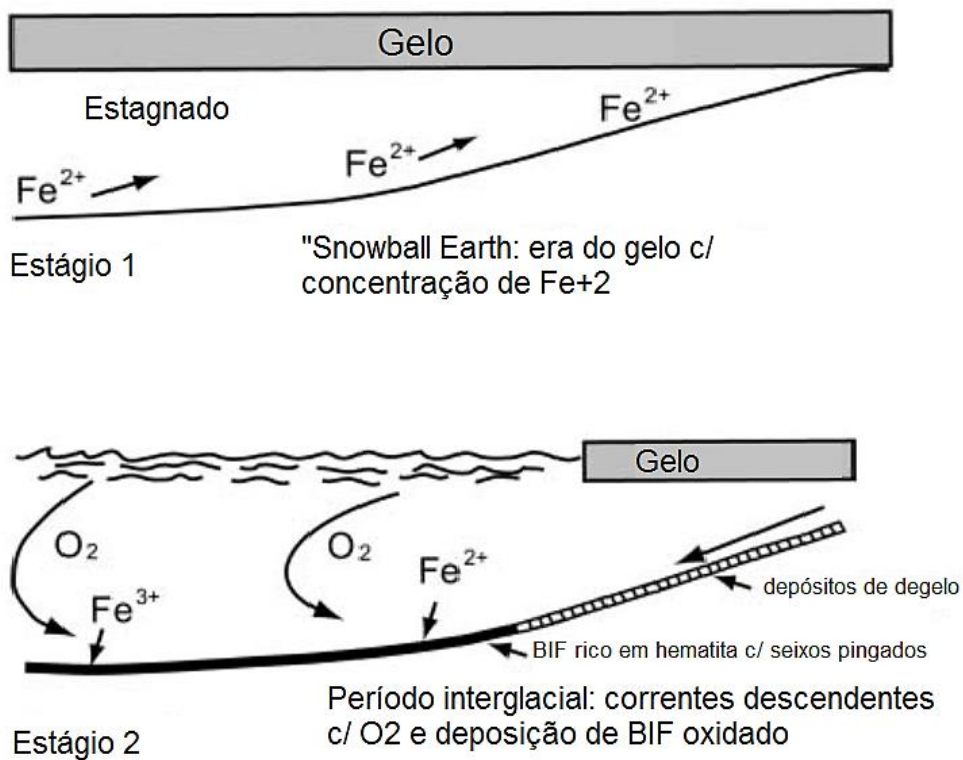


Legenda: (a) – oceano estratificado com deposição de formação ferrífera microbandada predominantemente em águas profundas; (b) – mudança na estratificação oceânica, com deposição de formação ferrífera na plataforma; (c) – sistema oceânico misturado, depletado em Fe e ligeiramente oxigenado, sem deposição de formações ferríferas.

Fonte: Modificado de BEUKES; KLEIN, 1992.

Figura 11 – Modelo paleo-oceanográfico para a deposição de formação ferrífera no Neoproterozoico

Neoproterozoico



Legenda: Durante o evento *Snowball Earth* os oceanos deviam estar estagnados, com um nível muito baixo de maneira que condições altamente redutoras propiciaram a acumulação de Fe e Mn dissolvidos, oriundos de fontes hidrotermais ou da dissolução de material do assoalho oceânico. A ocorrência de períodos interglaciais ou pós-glaciais teria provocado transgressões e o restabelecimento da circulação oceânica, provocando a precipitação de formação ferrífera rica em Fe^{3+} e Mn.

Fonte: Modificado de BEUKES; KLEIN, 1992.

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Introdução

A região sul de Alagoas, inserida no contexto da Província Borborema (ALMEIDA, 1967; CORDANI et al., 2003), foi posicionada em trabalhos antigos como pertencendo à Faixa de Dobramentos Sergipana (BRITO NEVES, 1975; OLIVEIRA; WINDLEY; ARAÚJO, 2010), entidade geotectônica de idade neoproterozoica (BRITO NEVES; CORDANI, 1973). Este cinturão de dobramentos estende-se por mais de 400 km na direção ESE-WNW, entre o Cráton do São Francisco, a sul, e o Maciço Pernambuco Alagoas, a norte (BRITO NEVES, 1975; D'EL-REY SILVA, 1995). Brito Neves (1983) posteriormente individualizou uma faixa localizada a norte da Faixa Sergipana, junto ao Maciço Pernambuco-Alagoas, e a denominou Faixa Sul-Alagoana, cuja evolução geológica seria mais antiga que a daquela. Apesar de não haverem trabalhos de detalhe definindo com precisão os limites entre estas duas faixas, diversos autores (BRITO NEVES, 1983; DAVISON; SANTOS, 1989; AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993; AMORIM, 1995) apontaram diferenças nas características sedimentológicas, magmáticas, metamórficas, estruturais e geocronológicas entre estes dois compartimentos tectônicos. Ambas as faixas abrangem rochas que repousam discordantemente sobre um embasamento arqueano, preservados em núcleos de anticlinais e no Maciço Pernambuco-Alagoas, e são cortadas por diversos corpos plutônicos proterozoicos associados às suas histórias de evolução. Completa a evolução tectônica da região uma cobertura fanerozoica, representada pelas rochas sedimentares da Formação Barra de Itiúba e do Grupo Barreiras, de idades cretácica e terciária, respectivamente, e sedimentos inconsolidados terciários-quadernários (AMORIM, 1995; MENDES; BRITO; PAIVA, 2009).

O resumo abaixo apresentará as características somente dos compartimentos tectônicos mais importantes para a área de estudo, sendo o embasamento arqueano preservado no Domo de Jirau do Ponciano e as faixas Sergipana e Sul-Alagoana.

4.2 Unidades Tectono-Estratigráficas

4.2.1 Embasamento arqueano

A região do Domo de Jirau do Ponciano é caracterizada por um embasamento arqueano dividido por Mendonça e Amorim (1988) em uma unidade basal (Complexo Jirau), e duas faixas metavulcano-sedimentares mais novas, chamadas Nicolau-Campo Grande e Major Isidoro, sendo todo o pacote cortado por ortognaisses porfiríticos. Esta coluna estratigráfica foi posteriormente revisada, com o Complexo Jirau, renomeado Jirau do Ponciano, posicionado acima da faixa metavulcano-sedimentar, então denominada Sequência Nicolau-Campo Grande, devido à presença de xenólitos desta no primeiro (AMORIM, 1995; AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993). Estes autores reconheceram ainda duas unidades de ortognaisses intrusivas (ortognaisses Priaca e ortognaisses Serra das Cabaças), datadas em 2,5 Ga (isócrona Rb/Sr) e 2,0 Ga (Rb/Sr, convencional), respectivamente, e fragmentos do Grupo Jaramataia (AMORIM, 1995), de idade proterozoica, em núcleos sinclínorios alongados, chamados de Formação Sergipana (Figura 3).

4.2.1.1 Complexo Nicolau-Campo Grande

O Complexo Nicolau-Campo Grande possui idade mínima arqueana, com base em dados geocronológicos (isócrona Rb/Sr) de 2,5 Ga, obtidos em gnaisses intrusivos, originalmente denominados Ortognaisses Priaca (AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993; AMORIM, 1995) e compreende uma sequência de xistos e paragnaisses com intercalações de rochas ultramáficas, mármore e anfibolitos, e uma sequência de gnaisses quartzo-feldspáticos, interpretados como rochas metavulcânicas ácidas, os quais ocorrem intercalados com anfibolitos e formação

ferrífera bandada (AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993; AMORIM, 1995; MENDES; BRITO; PAIVA, 2009).

Níveis anfibolíticos estreitos e descontínuos estão presentes nas regiões de Nicolau-Campo Grande, Feira Grande e Curalinho, mais comumente no domínio metassedimentar, mas também no domínio das rochas meta-ácidas, e rochas metaultramáficas estão restritas à área de ocorrência da sequência metassedimentar descrita acima, na região de Campo Grande e nas proximidades do povoado Manões. Em escala de mão os anfibolitos são melanocráticos e a granulação varia de média a fina. Texturalmente os litotipos caracterizam-se por serem geralmente isotrópicos devido à constituição monominerálica dos tipos ricos em hornblenda. Outros minerais acessórios são plagioclásio e quartzo. As rochas metaultramáficas, por sua vez, exibem tonalidade cinza-esverdeada a verde-escuro e a granulação varia de fina, em tipos anfibolíticos levemente foliados, a grossa, em metaultramáficas porfíricas maciças. A mineralogia dessas rochas é composta por actinolita, hornblenda, epidoto e diopsídio, sendo que hornblenditos e diopsiditos são frequentemente observados (AMORIM, 1995).

4.2.1.1.1 Associação metassedimentar

Segundo Amorim (1995), a sequência metassedimentar é representada por xistos, gnaisses micáceos, gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibólio-gnaisses com intercalações de níveis anfibolíticos e de rochas metaultramáficas.

Os xistos apresentam uma xistosidade caracterizada pela alternância de níveis anastomosados com biotita e muscovita, com leitos quartzosos com feldspato, anfibólio e granada.

Os gnaisses podem ser classificados em dois tipos petrográficos distintos, tipicamente paraderivados. O primeiro tipo é caracterizado por camadas decimétricas a métricas de gnaisses micáceos, bandados, geralmente com alternância de níveis máficos e níveis félsicos e dobras intrafoliais com flancos rompidos. A mineralogia essencial destes gnaisses é constituída por plagioclásio, biotita, muscovita, microclina e granada. O segundo tipo petrográfico é representado

por gnaisses quartzo-feldspáticos com estrutura compacta, resultante da relativa escassez de minerais micáceos. No contato entre esses gnaisses e os outros litotipos aqui referidos ocorre a presença de uma foliação milonítica, às vezes bem pronunciada.

Duas lentes estreitas de metacarbonatos ocorrem na região a nordeste do povoado Nicolau, no domínio metassedimentar. Essas lentes compreendem rochas de cor branca, granulação grossa e bandamento pouco pronunciado, com calcita sendo o mineral mais abundante. Podem gradar lateralmente para calcissilicáticas com o aparecimento de tremolita-actinolita, epidoto e, eventualmente, clinopiroxênio.

4.2.1.1.2 Associação metavulcânica

A unidade de rochas metavulcânicas ácidas faz contato brusco com as rochas metassedimentares adjacentes e com ígneas intrusivas (ortognaisse Serra das Cabaças). Mesoscopicamente, esta subunidade é caracterizada por rochas essencialmente quartzo-feldspáticas com cor creme-rosada, granulação fina a média e fábrica planar proeminente, ressaltada com maior nitidez sob a influência de zonas de cisalhamento. Os minerais essenciais são representados por plagioclásio, microclina, biotita e titanita (AMORIM, 1995; BRITO; MENDES, 2011). Níveis anfibolíticos semelhantes aos que ocorrem na sequência metassedimentar também são observados dentro da área de ocorrência desta subunidade (AMORIM, 1995).

Diversos corpos de formação ferrífera e ocorrências restritas foram mapeados na região da cidade de Campo Grande, encaixados em gnaisses quartzo-feldspáticos desta subunidade, e no contato com rochas metassedimentares (AMORIM, 1995; MENDES; BRITO; PAIVA, 2009). Estes corpos de formação ferrífera ocupam uma faixa de cerca de 10 km de largura entre as cidades de Jirau do Ponciano, a norte, e Lagoa do Gato, a sul, na porção centro-sul da Folha Arapiraca (1:100.000; AMORIM, 1995). São alongados e encontram-se dobrados, e redobrados, segundo eixos horizontalizados, com direção WNW-ESE. Os gnaisses quartzo-feldspáticos encaixantes da formação ferrífera tiveram sua origem atribuída a vulcanismo félsico, baseada unicamente em: associação destes com formação

ferrífera (AMORIM, 1995; MENDONÇA; AMORIM, 1988), que, segundo o modelo deposicional de BIFs tipo-Algoma, encontra-se associada a rochas vulcânicas félsicas e máficas (GOODWIN, 1962; LEPP, 1975; GROSS, 1980); ocorrência de domos félsicos, observados mais tipicamente nas proximidades de Feira Grande e Salobro Grande; ocorrências de quartzo azulado próximo a Campo Grande (AMORIM, 1995).

4.2.1.2 Complexo Jirau do Ponciano

Esta unidade localiza-se ao redor da cidade de Jirau do Ponciano e reúne rochas ortoderivadas de composição tonalítica, diorítica, monzonítica, granodiorítica e granítica, resultantes de complexos processos de intrusão, diferenciação e migmatização. Frequentemente engloba xenólitos das rochas supracrustais arqueanas do Complexo Nicolau-Campo Grande (AMORIM, 1995; AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993).

4.2.2 Faixas de Dobramentos Sergipana e Sul-Alagoana

A Faixa Sergipana compreende seis domínios tectono-estratigráficos denominados Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (SANTOS et al., 1998) que foram posteriormente revisados por Silva-Filho e Torres (2002). Dentro da área de ocorrência destes domínios estão quatro domos de embasamento denominados Jirau do Ponciano, Itabaiana, Simão Dias e Alto do Brejo (BRITO NEVES; SIAL; BEURLEN, 1977). D'El-Rey Silva (1995) estudou a estratigrafia e a geologia estrutural da área circundando os domos de Itabaiana e Simão Dias e concluiu que estas porções do embasamento foram inicialmente estruturas extensionais que foram subsequentemente contracionadas, exercendo forte controle sobre a sedimentação na área ao redor dos domos. Gnaisses do Domo de Simão Dias foram datados em 2,5 Ga pelo método Rb-Sr em rocha-total

(HUMPHREY; ALLARD, 1969) e ortognaisses do Domo de Jirau do Ponciano apresentaram idade de 2,5 Ga em isócrona Rb-Sr (AMORIM; TORRES; SILVA FILHO, 1993).

Rochas metassedimentares anteriormente agrupadas no Grupo Macururé foram reagrupadas no Grupo Jaramataia, de idade proterozoica, considerado parte integrante da Faixa Sul-Alagoana. Este grupo foi, por sua vez, subdividido na Formação Santa Cruz e nos domínios Traipu-Jaramataia, Major Isidoro e Rio Coruripe, assentados discordantemente sobre o embasamento arqueano (AMORIM, 1995).

4.3 Geologia Estrutural

Amorim (1995) descreveu a geologia estrutural da região do Serrote do Breu e de Alto das Pedras sob o âmbito do mapeamento na escala 1:100.000 da Folha Arapiraca, no qual ele identificou duas estruturas reliquias, S_n e S_{n+1} , em rochas do embasamento arqueano, e duas fases de deformação (D_3 e D_4) na cobertura proterozoica, localizada a norte do Domo de Jirau do Ponciano, que também afetaram em maior ou menor grau as rochas do embasamento, produzindo nelas dobras com diversos padrões de interferência e provocando um encurtamento geral NNE-SSW. A primeira estrutura reliquiar, S_n , é representada por um bandamento preservado em xenólitos do Complexo Nicolau-Campo Grande encontrados em rochas do Complexo Jirau do Ponciano; e a segunda, S_{n+1} , por outro bandamento, observado em ortognaisses tonalíticos deste complexo. Este bandamento é, por sua vez, cortado por ortognaisses porfiríticos datados em 2,5 Ga.

Na cobertura proterozoica, Amorim (1995) identificou dois eventos deformacionais, D_3 e D_4 , que produziram macrodobras com padrões de interferência coaxiais. A fase D_3 teria afetado estruturas recumbentes a fortemente inclinadas, produzindo dobras inversas (F_3) com vergência para NNE, a dobras verticalizadas com eixos mergulhando suavemente a moderadamente para WNW ou para ESE. Esta fase é caracterizada por uma xistosidade (S_3) de plano axial sob condições metamórficas da fácies anfíbolito, localmente retrogradando para condições

metamórficas de mais baixo grau. Ela também é responsável pela presença de lineações de estiramento, representadas por *ribbons* de quartzo e agregados de minerais micáceos. Esta fase é acompanhada ou imediatamente sucedida pela implantação de zonas de cisalhamento E-W a NW-SE, responsáveis pelo modelo macroestrutural regional.